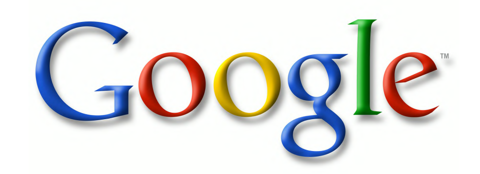
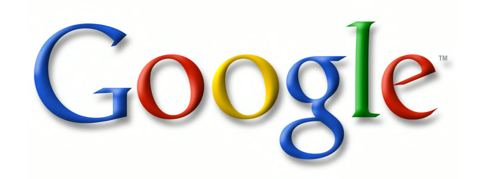
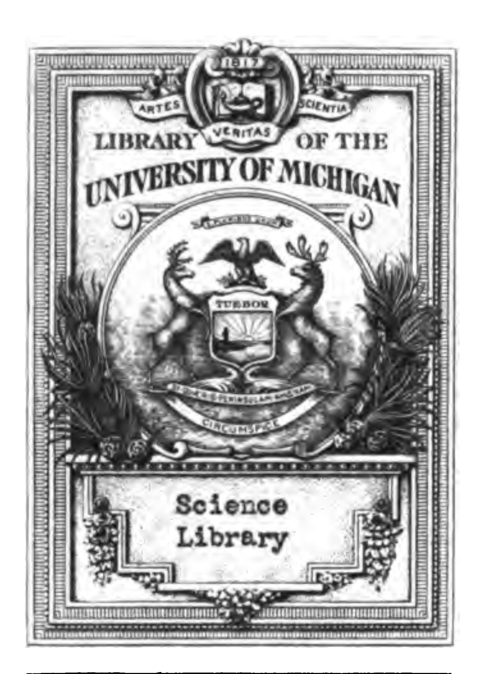
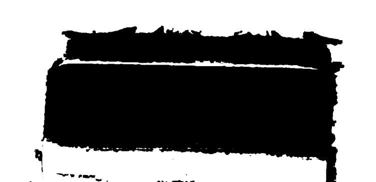





1817
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
TUEBOR
CIRCUMSPICE
Science
Library



GUIDE GÉOLOGIQUE AU MEXIQUE.

GUIDE DES EXCURSIONS

DU

Xe CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL

MEXICO

1906

(AVEC DE NOMBREUSES CARTES, PLANCHES ET GRAVURES)



MEXICO.

IMPRIMERIE DU MINISTÈRE DE FOMENTO.

Betlemitas, numéro 8.

1906

PRÉFACE.

Cet ouvrage, que nous présentons aux membres du Xe Congrès Géologique International, quoique destiné à servir de guide dans les excursions préparées, pour avoir lieu avant et après les séances du Congrès, donne aussi un court résumé des conditions géologiques d'une grande partie du Mexique, les excursions mêmes ayant été choisies de manière à montrer aux participants des régions qui puissent, par leur situation, représenter en quelque sorte, l'allure générale de la contrée.

Bien que cela ait été le but poursuivi, dès que le plan des voyages fut conçu, la réalisation se heurtait à quelques difficultés, nées principalement de l'insuffisance des moyens de transport à des localités éloignées et de l'impossibilité de les trouver assez confortables pour un grand nombre de personnes. Ainsi, les deux grandes excursions furent organisées en profitant des avantages offerts par les points situés sur les plus importantes lignes de chemins de fer du pays, qui fournirent, aussi, des sujets d'étude à un certain nombre de spécialités.

Quelques particuliers et beaucoup de géologues, au service du gouvernement mexicain, notamment ceux de l'Institut Géologique National, ont contribué à la formation de ce livret-guide, dont la confection materielle ressemble beaucoup à celle adoptée dans les guides des excursions faites à l'occasion des Congrès antérieurs; c'est-à-dire qu'il se presente sous la forme de fascicules numérotés, indépendants et faciles à détacher pour pouvoir être consultés chacun séparément.

Peut-être, le plan suivi pour l'exposition des matières contenues dans ces articles n'est-il pas très uniforme; cela répond à des circonstances particulières. Les uns ne sont que des itinèraires rapides, capables de donner une idée du pays qu'on traverse en chemin de fer; d'autres donnent des notices condensées des localités à visiter, notices extraites de travaux antérieurs plus au moins élabourés; d'autres, enfin, sont des études originales, qui se ressentent, il est vrai, d'un peu de longueur, surtout celles destinées à la visite des régions qui motivent un voyage spécial. Dans la plupart des fascicules, on trouvera des notes bibliographiques, pour faciliter la consultation des ouvrages antérieurs traitant du même sujet.

Quelques uns d'entre nous, ont considéré utile d'accompagner la déscription géologique d'une localité, de quelque mots sur la géographie d'une ample surface de territoire autour de la région en question; ce

qui semble convenable pour les géologues qui visitent le pays pour la première fois.

Comme on l'aura déjà vu dans les annonces de nos excursions, la plupart d'entre elles offrent une certaine variété de sujets, tendant à satisfaire les aspirations des spécialistes; mais les deux excursions de l'Ouest, seront exclusivement pour l'étude des phénoménes volcaniques, qui ont eu, au Mexique, une importance incontestable.

C'est un devoir, pour nous, de faire savoir à tous nos lecteurs, que les arrangements pour les excursions, ont reçu une première impulsion et l'appui constant de S. E. M. le Président de la République, Protecteur de la Xe. Session du Congrès, secondé activement par M. le Sous-Secrétaire de Fomento, Colonisation et Industrie et MM. les gouverneurs de plusieurs Etats de la République. L'aide active et desintéressée des Compagnies des Chemins de Fer et des Compagnies Minières, sur la route de nos excursions, ont fait aussi de l'œuvre un succès, puisqu'elles, ont, toutes, eu en vue, la noble fin des efforts combinés.

Il ne nous reste qu'a demander à tous nos lecteurs de vouloir bien nous accorder toute leur indulgence pour un travail qui contient, pour sur, beaucoup de fautes, qui a dû être écrit, nécessairement, à la hâte à cause de la multiplicité de fonctions que la préparation du Congrès nous imposait forcément.

Au nom du Comité d'organisation,

J. G. AGUILERA. E. ORDÓÑEZ.

TABLE DES MATIÈRES.

PREFACE, 3 pages.

Excursions avant le Congrès

I.—De México á Jalapa, par M. *E. Ordóñez*, 11 pages.

II.—Excursions à Chavarrillo, Santa María Tatetla, Veracruz et Orizaba, par M. *E. Böse*, 11 pages et 1 pl. de profils.

III.—De Esperanza à México, par M. *E. Ordóñez*, 2 pages.

IV.—De México à Tehuacán, par M. *J. G. Aguilera*, 17 pages.

V.—L'archaïque du Cañón de Tomellín, par M. *E. Ordóñez*, 30 pages et 1 profil géologique.

VI.—Les ruines de Mitla, par M. *Ed. Seler*, 26 pages et 19 planches.

VII.—Excursion de Tehuacán à Zopotitlán et San Juan Raya, par M. *J. G. Aguilera*, 27 pages, 1 carte géologique.

VIII.—De México à Pátzcuaro et Uruapan, par M. *E. Ordóñez*, 18 pages, 1 coupe geologique.

IX.—Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca, par M. *T. Flores*, 16 pages, 4 pl.

X.—Phénomènes postparoxysmiques du San Andrés, par M. *P. Waitz*, 29 pages, 3 pl.

XI.—Le Jorullo, par M. *E. Ordóñez*, 55 pages, 1 carte géologique et 11 pl.

XII.—Les Geysers d'Ixtlán, par M. *P. Waitz*, 22 pages, 1 carte et 3 pl.

XIII.—Le Volcan de Colima, par M. *P. Waitz*, 28 pages, 1 carte et 3 pl.

Excursions après le Congrès.

XIV.—Les cratères d'explosion de Valle de Santiago, par M. *E. Ordóñez*, 8 pages, 1 croquis.

XV.—Etude de la Sierra de Guanajuato, par MM. *J. D. Villarello*, *T. Flores* et *R. Robles*, 33 pages, 1 carte géologique et 1 pl. de coupes.

XVI.—Géologie des environs de Zacatecas, por MM. *C. Burckhardt* et *S. Scalia*, 25 pages, 1 carte géologique, 1 pl. de profils et 10 figs.

XVII.—Etude minière du District de Zacatecas, par M. *T. Flores*, 25 pages, et 2 pl. de coupes.

XVIII.—Le Minéral de Mapimí, par M. *J. D. Villarello*, 18 pages, 2 pl.

XIX.—Excursion aux mines de soufre de la Sierra de Banderas, par M. *E. Böse*, 8 pages.

XX.—Excursion au Cerro de Muleros, par M. *E. Böse*, 24 pages, 1 carte géologique, 1 pl. de profils et 4 pl.

XXI.—Esquisse géologique et pétrographique des environs de Parral, par M. *P. Waitz*, 21 pages, 1 carte géologique, 2 pl. de profils et 3 pl.

XXII.—Etude minière de la "Veta Colorada" de Minas Nueva à Hidalgo del Parral, par M. *R. Robles*, 15 pages, 1 pl. de coupes.

XXIII.—Excursions dans les environs de Parras, Coah., par M. *E. Böse*, 16 pages, 1 carte géologique, 1 pl. de profils et 4 pl.

XXIV.—Géologie de la Sierra de Concepción del Oro, par M. *C. Burckhardt*, 24 pages, 1 carte géologique.

XXV.—Le Minéral d'Aranzazú, par M. *J. D. Villarello*, 29 pages, 3 pl. de projections.

XXVI.—Géologie de la Sierra de Mazapil et Santa Rosa, par M. *C. Burckhardt*, 40 pages, 1 tableau, 2 cartes géologiques, et 15 pl. (1 de profils).

XXVII.—Les gisements carbonifères de Coahuila, par M. *J. G. Aguilera*, 17 pages, 1 tableau.

XXVIII.—Les gisements carbonifères de Coahuila, par M. *E. Ludlow* 17 pages, 1 carte.

XXIX.—Excursions dans les environs de Monterrey et Saltillo, par M. *E. Böse*, 17 pages, 1 pl. de profils et 2 pl.

XXX.—De San Luis Potosí à Tampico, par M. *E. Böse*, 16 pages.

XXXI.—Excursion à l'Isthme de Tehuantepec, par M. *E. Böse*, 40 pages, 1 profil géologique.

I

(EXCURSION DE L'EST).



DE MÉXICO À JALAPA

PAR

EZEQUIEL ORDÓNEZ.

DE MEXICO A JALAPA.

PAR M. EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

Du train, qui nous emporte de Mexico à Jalapa, nous aurons occasion de voir d'intéressants panoramas de volcans: ce seront, tantôt, des cônes, petits, nombreux disséminées dans le fond des bassins que nous avons à traverser; tantôt de grands cônes isolés, ou dressés sur des sierras élevées. La vallée de Mexico est séparée de celle de Puebla par une chaîne puissante, dont les cimes principales sont le Popocatepetl et l'Ixtaccihuatl, que nous verrons à l'Est, en sortant de Mexico, et à l'Ouest, en arrivant à Puebla.

Le chemin de fer passe, sur un long parcours, presque au pied de cette chaîne, qu'il tourne, à son extrémité Nord.

A peine sortis de Mexico, nous longeons le lac de Texcoco; au loin s'étendent les terres salées, autrefois recouvertes, en permanence, par le lac, et, aujourd'hui, inondées, seulement, pendant la saison des pluies. Nous dépassons, de suite, quelques petites éminences: à gauche, le Peñón de los Baños, petit dôme andésitique, de formation récente, au pied duquel sont des sources thermales; à droite, le Cerro de Ixtapalapa, ou de La Estrella, dont le pied était, il y a peu de temps encore, baigné

par les eaux du lac de Xochimilco. La voie suit presque parallèlement un ancien chemin national et un canal de dérivation des eaux des lacs.

En peu de minutes, nous atteignons El Peñón del Marqués, petit volcan, dont la coulée de laves est couronnée par des accumulations stratiformes d'agglomérats de lapilli. Au loin, vers le Sud, s'étend, en face, la belle chaîne de volcans de Santa Catarina, dont nous voyons surgir les cônes de San Nicolás,—qui est le plus petit,—Xaltepec, Tecomatitlán, etc., le dôme de lave de Santiago, et, enfin, le volcan de Santa Catarina, le plus élevé. Tout près de son malpays, est la Station de Los Reyes. La ligne change, ici, de direction; elle se dirige vers le N.E., laisse à gauche, la montagne basaltique de Chimalhuacán et suit la plaine comprise entre le pied de la Sierra Nevada et le bord oriental du lac de Texcoco, aujourd'hui un peu distant de la ville du même nom.

L'histoire géologique de la Sierra Nevada, que nous allons cotoyer, au delà de Texcoco, peut se résumer en disant qu'elle est le résultat d'une série de phénomènes volcaniques, qui ont laissé, chacun, sa trace distincte; elle est absolument éruptive. Probablement à travers les grands plis de roches crétacées, dont nous voyons les affleurements à l'extrême Sud de la Sierra, des masses d'andésites et de dacites s'ouvrirent un chemin; c'est ainsi que se sera formé le massif principal, allongé comme si les éruptions s'étaient effectuées sur une fissure, ou comme si les bouches d'éruption étaient placées suivant une certaine ligne. Sur ces fondations, et à travers des fissures relativement étroites, ouvertes dans cette base, ont surgi de nouvelles masses de roches, sous forme de coulées nombreuses, qui se sont succédé rapide-

ment; ces dernières laves ont une composition un peu différente des premières.

C'est ainsi que s'est formé l'Ixtacihuatl et que s'est formée une partie du socle sur lequel repose le Popocatepetl. Les cheminées devenant moins larges à chaque période d'éruption, il vint un moment où les émissions de lave dûrent se faire par des conduits plus étroits; nous en avons une preuve manifeste dans le Popocatepetl, qui est un des derniers cônes nés sur ce massif et qui est contemporain de beaucoup de volcans, isolés ou en petits groupes, issus aux pieds de cette même Sierra Nevada. Il semble que ces derniers volcans ont pris naissance sur des ramifications secondaires d'un grand conduit principal. Il est probable aussi qu'un long séjour de la lave dans le conduit, aura causé par refroidissement, des obstructions partielles, en subdivisant les point d'éruption. De petits volcans, très jeunes, sont nombreux des deux côtés de la Sierra Nevada.

Nous ne citerons, ici, que: les volcans de Tlalmanalco, au pied occidental de l'Ixtatcihuatl; les volcans que nous rencontrons, à chaque pas, dans la région septentrionale, entre les Stations d'Escudero, Metepec, Otumba et Irolo; et, sur le versant oriental, près de Mazapa, Atotonilco et San Martín. Les roches de ces volcans sont un peu différentes de celles des hautes montagnes préexistantes; mais elles sont reliées entre elles par des transitions graduelles, comme si elles procédaient, toutes, d'un seul magma intérieur.

A l'époque où le Popocatepetl était encore en activité, il y eut, pendant un certain temps, une véritable inondation de lave basaltique, qui recouvrit les flancs Sud de la Sierra. Le malpays basaltique est très étendu, à Ozumba, Yecaplixtla, près d'Atlixco et de Cholula. Il est cu-

rieux qu'il y ait eu, à la fois, des éruptions andésitiques explosives par les cheminées élevées, et des éruptions basaltiques, relativement tranquilles, sur les flancs,— ce qui semble provenir des différentes conditions physiques d'un magma qui n'était pas très homogène.

Les grandes cheminées ont pu continuer à être alimentées par des restes, peu considérables, de matière fondue, avec les gaz et les vapeurs desquelles se produisent les éruptions explosives, tandis que par des ramifications alimentées de matériaux plus profonds sortent les laves des malpays, qui sont, en règle générale, les basaltes, matière plus dense.

Les roches de La Sierra Nevada se groupent en une série semblable à celle de La Sierra de las Cruces, qui sépare le bassin de Mexico de la vallée de Toluca.[1] Elles commencent par des trachy-andésites rares qui se montrent à peu de distance de Texcoco; viennent, ensuite, les dacites que l'on trouve sur quelques sommets,—entre autres celui d'El Papayo—, et qui sont à découvert près de Nanacamilpa; suivent les andésites à hornblende et à hornblende et hypersthène, de l'Ixtatcihuatl; puis, les andésites à hypersthène, du Popocatepetl, et de tous les cônes que nous avons vus en traversant le flanc Nord de la Sierra; enfin, les basaltes des malpays de la région méridionale.

Cette longue série d'éruptions volcaniques commence dès la fin du Miocène, embrasse tout le pliocène et continue durant l'époque moderne. L'activité volcanique expirante, d'une longue période paroxismale, s'est manifestée encore, au commencement du siècle dernier, au Popocatepetl.

---

1 Voir l'itinéraire de Mexico à Patzcuaro.

Mais, sur le chemin que nous suivons jusqu'à Puebla, si les roches massives se montrent bien en beaucoup d'endroits, et se voient même, fréquemment, à peu de distance, elles sont, généralement, couvertes de tufs, de brèches ponceuses et de cendres en gros bancs, inclinés, comme le terrain. Virlet d'Aoust parle de ces matériaux, détritiques auxquels il attribue une origine en partie éolique. Sous ces bancs puissants, souvent intercalés d'alluvions, nous trouvons d'ordinaire, des couches horizontales du Post-pliocène, de caractère également tufacé. Plus près du fond des vallées, dans les barrancas —près des Stations de San Lorenzo et de Calpulálpam, par exemple—apparaissent les couches supérieures du Pliocène lacustre, constituées de tufs ponceux et de tufs calcaires, qui montrent, au N.W. de Tlaxcala, leur faune riche en mammifères, très semblable à celle de l'extrême N. du bassin de Mexico.

De bien des points du chemin, et, particulièrement, avant d'arriver à Puebla, les excursionites, auront l'occasion d'admirer, si le temps est favorable, la vue superbe du profil neigeux de l'Ixtatcihuatl et du grand cône du Popocatepetl.

Au sortir de Puebla, nous voyons la colline basaltique de Loreto; puis, la voie contourne, jusque dans les environs de la Station de San Marcos, sur ces côtés S. et E., le pied du volcan de la Malintzi; dont le sommet s'élève à 1,840 m. au dessus de la plaine, et à 4,115 m. au dessus du niveau de la mer. Le versant Sud de ce grand cône, à pente douce, et régulière, couvert, en grande partie, de végétation, s'unit presque, près de la Station d'Amozoc, à une série de collines composées de roches andésitiques; mais, un peu plus au Sud, se montrent les calcaires crétacés, que l'on continue à voir sur la descente du Plateau

Central. A la Station d'Acajete, nous avons, immédiatement à notre droite, le volcan du même nom.

Pour des raisons climatériques, peut-être, le versant Sud de la Malintzi ne présente pas d'accidents de la même importance que le versant N.E., que l'on voit de San Marcos. Du côté N.E. il est bien évident qu'il y a eu un travail intense de dénudation, qui se manifeste dans les grands talus d'éboulis, au pied des pics élevés de la cime, d'où descendent deux profondes barrancas à parois verticales. Dans ces dernières, on peut facilement étudier la construction simple de toute la montagne, qui n'est qu'une superposition de grosses coulées de lave.

Une vaste plaine, recouverte, sur une surface considérable de tufs volcaniques, s'étend au Nord de ce volcan, limitée, à l'Est, par la sierra qui supporte deux autres grands volcans: au Sud, le Citlatepetl, ou Pic d'Orizaba, et au Nord, El Cofre de Perote. Cette plaine est bornée, au Nord, par la Sierra de Puebla, dont nous rencontrons les derniers contreforts de sa ceinture volcanique près des Stations d'El Carmen et de Virreyes. Sur ces plaines, s'élèvent beaucoup de montagnes isolées de diverses natures. Nous ne citerons que La Sierra de Techachalco,—composée de calcaires crétacés, renfermant un grand massif intrusif,— la Sierra Blanca, avec ses cratères de tufs rhyolitiques, et le groupe montagneux escarpé de Las Derrumbadas (andésites),—que nous voyons à droite du chemin de fer, quand nous passons entre les Stations d'El Carmen, Virreyes et Tepeyahualco.

Entre cette dernière Station et Perote, nous longeons le pied d'une haute montagne conique, le Cerro Pizarro, composée de rhyolites. Elle a, plutôt, la forme d'un tronc de cône, surmonté d'un cône pointu; le cône supérieur

est en rhyolites et le tronc de cône, qui lui sert de base, est en tufs rhyolitiques.

Les volcans, au N. d'El Pizarro, ont vomi une énorme quantité de lave basaltique, qui forme un malpays, qui contourne cette belle montagne. La voie suit le bord de ce malpays, pendant une certaine distance, entre Tepeyahualco et Perote.

Vers le milieu des plaines que nous venons de traverser, existent plusieurs groupes de cratères-lacs, tout récents, qui ont perforé, comme des tubes, des coulées de basalte, des lits de tufs d'éruptions andésitiques et des sédiments crétacés à tectonique compliquée.[1]

A la Station de Perote, nous sommes au pied de la montagne du même nom; le nom indigène est Nahucampatepetl,[2] ce qui veut dire montagne carrée, allusion à le grand bloc, en forme de coffre, qui domine sa cime. La structure de cette montgne est la même que celle de l'Ixtaccihuatl; les roches différent seulement un peu; de gros bancs d'andésites à hypersthène et à augite forment des échelons, séparés par des brèches. Les traits topographiques de la partie supérieure de la montagne dépendent, précisément, de l'alternance de roches dures avec des masses moins cohérentes. Le coffre, proprement dit, est un gros banc de lave, reste d'une coulée, que l'érosion a, en grande partie, détruite. Miné, tous les jours davantage, du côté oriental de sa base, par des éboulements des brèches qui lui servent d'appui, le Coffre est destiné à disparaître, dans un délai relativement court.

Ce qui intéresse spécialement, dans cette excursion,

1 Pour des détails sur ces cratères d'explosion, sur la sierra de Techachalco et le Cerro Pizarro voir "Los Xalapazcos del Estado de Puebla." Parergones del Inst. Geol. de México Nos. 9, 10. México. 1905-1906.

2 Le Nauhcampatepetl ó Cofre de Perote. Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo I. México. 1905.

c'est le changement, presque subit, que le voyageur a sous yeux, après que le chemin de fer, en laissant la plaine aride de Perote, et en se rapprochant de la base septentrionale de la montagne d'El Cofre, dont les roches se découvrent dans quelques coupes, arrive au bord du Plateau Central (2,450 m), sans que ce bord se fasse remarquer par une élévation rapide du terrain. Bientôt la plaine du versant opposé aparaît, coupée brusquement à peu de distance du chemin de fer. Si le temps est favorable, on pourra admirer une partie des superbes amphithéâtres de Tatatila,[1] sillonnés d'énormes barrancas, très accidentées et escarpées, d'où sortent par une gorge de plus mille mètres de profondeur, les eaux qui descendant de ravins convergents. Des roches volcaniques diverses et des lambeaux metamorphisés de calcaires, surmontant un grand stock dioritique très large, occupent la plupart de ces merveilleux goufres, entourés sur leurs bords, de hautes parois à pic, qui sont les tranchées d'épaisses coulées, représentant les fondations d'El Cofre de Perote.

Maintenant que nous passons la station de Las Vigas et que la ligne ferrée s'engage dans des forêts rajeunies, petit effort contre le déboisement implacable, on commence à apercevoir les premiers flots de lave basaltique des malpays, que nous ne quitterons qu'au delà de Jalapa, qui est encore à plus de 30 km. de distance.—50 km. de chemin de fer.—Et l'importance des malpays de basalte très récents devient si grande, qu'ils jouent un rôle décisif dans le caractère de grandeur inouï du paysage qui se déroule sous les yeux, dès le moment où l'on commence la descente, et que, déjà sans obstacles, la vue

1 E. Ordóñez. Las Barrancas de las Minas y de Tatatila. Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo I. Mexico, 1905.

s'étend jusqu'aux terres basses des côtes du Golfe du Mexique. Le versant du Plateau Central paraît se développer, sous une pente douce, mais hérisée de nombreuses protubérances, qui reproduisent, en grand, ce que montre, en petit, une coulée de lave avec ses promontoires minuscules. Ces gibosités, dans le versant, proviennent de la réunion et de la superposition de plusieurs coulées. qui ont envahi un sol, déjà accidenté par l'érosion avant l'inondation des basaltes, et dernièrement encore par l'existence d'un nombre très grand de cônes ou de bouches d'éruption, surmontant les malpays.

Ce spectacle animé, gai, est complété par les lignes plus uniformes des parties du terrain où s'exhïbent les roches sousjacentes, soit les laves d'El Cofre de Perote, étendues à de très grandes distances, soit les rhyolites ou les tufs des plus anciennes mesas, surélevées par de modernes apports de tufs qui frangent le malpays, à l'est. La ligne droite du profil des mesas est comme le dernier terme, clairement visible, du lointain voilé de la brume chaude des terres litorales. La puissante végétation a tout envahi, tant le malpays encore frais, que le malpays vieilli par la constante humidité; les tufs qui les recouvrent en partie, se sont rougis et se confondent avec les basaltes décomposés, également rougis. Dans des bancs de basalte décomposé, on peut voir encore les noyaux durs arrondis, comoposés de casquets concentriques,—ce qu'on verra facilement dans les tranchées du chemin de fer. En descendant vers Jalapa, les traits les plus singuliers du paysage, et qu'on verra à chaque instant, sont de petites plages, au milieu du malpays, dans lesquelles sont situés les villages de San Miguel, de Banderilla, etc.; le cañon de Noalinco à murs verticaux, ouvert dans une mesa où une haute cascade apparaît comme un min-

ce filet blanc; plus loin enfin, à demi-cachée, la ville de Jalapa dominée par un petit volcan, le Macuiltepec.

Le reste de notre excursion aux environs de Jalapa aura pour but encore d'étudier du terrain basaltique, merveilleusement recouvert de la végétation exubérante de la zone semitropicale et de devenir plus familiers avec les cônes d'aglomérats de lapilli qui parsèment les malpays. Ainsi, sur le chemin de fer de Jalapa à Teocelo, nous verrons plusieurs cônes, que nous pouvons visiter, notamment le cône près d'Orduña, celui de Coatepec, au pied du quel est situé le village de ce nom, et puis le cône de Xico, plus élevé que les deux autres. Sur cette route, les basaltes durs sont couverts par de gros bancs de tufs gris, contenant des fragments de basalte, d'andésites et de bombes et de morceaux d'une roche très-vitreuse noire, andésitique.

Le terme de notre excursion sera la visite du cañon de Texolo, où nous aurons occasion de voir de grands murs d'andésite à hyperstène et à augite, toute semblable à celle du Cofre de Perote. A la naissance de cet étroit cañon, de cent mètres de profondeur, bondissent les eaux abondantes d'une rivière, en une belle cascade, dont la force a été utilisée par une installation électrique, qui fournit de la lumière et de la force à la ville de Jalapa.

On aura constamment à droite, sur notre route de Jalapa à Xico, la montagne du Coffre de Perote (4,260 m.), sommet étendu en forme de crête légèrement courbée, montrant qu'il est, le restant d'un cratère, profondément ébréché vers l'est, par l'effet d'un climat très-variable. Comme un grand cône obtus légérement bombé, le volcan s'élève de la longue chaîne, orientée N.-S., couronnée, à son extremité méridionale, par le cône géant

neigeux du Citlaltepec, que l'on verra, dans toute sa magnificence, si le temps est propice.

Voilà que le but d'une partie de notre excursion est réalisé: Nous avons suivi et longé des chaînes éruptives, portant quelques uns des plus grands volcans du Mexique; nous avons traversé de larges bassins, caractéristiques du Sud du Plateau Central, bassins parsemés de cordons de petits volcans, et de hauts cônes isolés, et nous avons vu un grand malpays, comme tant d'autres qui revêtent des aires immenses dans le Sud du Plateau Central et de ses versants méridionaux.

II

(EXCURSION DE L'EST).



EXCURSIONS

À

CHAVARRILLO, SANTA MARIA TATETLA,

VERACRUZ ET ORIZABA

PAR

E. BÖSE.

EXCURSIONS A CHAVARRILLO
SANTA MARIA TATETLA, VERACRUZ ET ORIZABA.

PAR M. E. BÖSE.

DE CHAVARRILLO À CERRO COLORADO.

Après avoir traversé le plateau de Chavarrillo (dist. 439 km., haut.941m.) le chemin de fer descend dans de petites vallées; d'abord on découvre près du chemin de grandes masses d'andésite, ensuite apparaît un petit affleurement de calcaires en couches minces alternant avec des schistes. Ceux-ci forment la partie inférieure du Crétacé moyen, et contiennent rarement des coupures de Caprinides. Dans les calcaires s'observent des rognons, des nodules et des lentilles allongées de silex. Les calcaires ont une couleur blanc-jaunâtre à gris-blanchâtre, et le silex est brun.

Les calcaires dont nous venons de parler alternent plusieurs fois avec des andésites et à mi-chemin du Palmar on remarque que les calcaires sont couverts d'une nappe d'andésite. A partir de cet endroit les calcaires dominent, étant couverts partout par une couche plus ou moins puissante de tufs calcaires, formés par des sources.

Ces calcaires ont la direction N. 78° W. à N. 98° W., et le plongement est généralement de 35° à 45° vers le sud. Près du Palmar (dist. 455 km., haut. 690 m.) les

calcaires disparaissent sous des tufs pour reparaître de l'autre côté de la gare où ils se trouvent mis à découvert par les tranchées du chemin de fer. Les calcaires se montrent ici en bancs plus épais, mais dans quelques endroits comme près des km. 458, 459 et 460 ils se montrent en couches aussi minces qu'auparavant. La direction des couches change fréquemment, près du Palmar elle est E.-W., plus loin elle est N. 53° W.; ensuite N. 68° W. et N. 95° W.; mais en général la direction est N. 65° W. Le plongement change également, quoiqu'il est généralement dirigé vers le sud, son angle varie entre 15° et 80°. Dans les calcaires il y a des petites failles et quelques plis de peu d'importance (tranchées des kilomètres 459-460), où ces dislocations sont bien visibles par suite de l'intercalation d'une couche de marne verdâtre de 60 cm. d'épaisseur. Le chemin de fer formant de grandes courbes descend sur les calcaires; on jouit d'une superbe vue sur le ravin d'Apazápam; derrière lui se trouve celui de Sta. María Tatetla, que nous visiterons le même jour. Nous verrons que dans ces ravins existe la partie supérieure du Crétacé moyen: la division Escamela avec des Rudistes, des Actaeonella et des Nerinea.

Sur le reste du chemin jusqu'à la gare de Cerro Colorado (dist. 464 km., haut. 521 m.) nous voyons principalement des couches de tuf calcaire et, en arrivant à la gare nous avons à droite une petite colline d'où le chemin de fer tira son ballastre et où le tuf calcaire n'existe plus. Le terrain se compose de brèches basaltiques et à gauche nous voyons émerger un filon de basalte.

EXCURSION À SANTA MARÍA TATETLA.

De Cerro Colorado, d'où nous jouissons d'une vue magnifique sur le Cofre de Perote nous passons par une petite plaine pour descendre ensuite sur des tufs calcaires; jusqu'à mi-côté nous observons un conglomérat stratifié composé principalemente de roches éruptives. Plus en avant, nous voyons de nouveau des tufs calcaires, sous lesquels se trouvent des couches sablonneuses. Le reste du chemin jusqu'à Apazápam (322 m.) est construit sur des alluvions et de la terre arable. Après avoir traversé la rivière d'Apazápam nous passons de l'autre côté par une petite plaine formée par la rivière, et ensuite le chemin monte un peu. Ici nous observons de nombreux blocs calcaires de couleur claire, qui contiennent des Rudistes. Ce calcaire appartient à la partie supérieure de notre Crétacé moyen-et représente la division Escamela, que nous allons connaître au lieu classique, le Cerro de Escamela près d'Orizaba. En montant un peu plus nous trouvons les calcaires *in situ,* leur direction est ici comme dans quelques endroits plus hauts N. 20° W.; le plongement est de 45° W. Le chemin descend de nouveau jusqu'au niveau de la rivière, où nous repassons dans une plaine formée par la rivière et montons ensuite sur un amas assez considérable de tufs calcaires, couvert par des éboulis. Ceux-ci consistent principalement de roches éruptives provenant des conglomérats pliocéniques que nous observerons plus loin. Nous descendons vers un ruisseau (Arroyo de Cal), où nous trouvons une multitude de blocs de calcaires blancs, avec des Rudistes, des Actaeonella et des Nerinea, qui ne se détachent pas facilement de la roche. Les rochers proviennent

d'un affleurement, qui existe un peu plus haut. A partir de cet endroit nous montons sur des éboulis de roches éruptives jusqu'à un escarpement formé d'un conglomérat stratifié et composé de roches éruptives, généralement basaltiques. Un chemin étroit, creusé dans cet escarpement, nous conduit à un terrain plat, couvert d'éboulis. De ce plateau (476 m.) on aperçoit une vaste plaine vers le sud, la côte de l'Atlantique. Vers le sud-ouest s'élève le gigantesque Pic d'Orizaba et au lointain vers l'est nous voyons la mer.

En avançant sur ce plateau nous voilà surpris par l'aspect de la Barranca de Sta. María Tatetla que nous ne remarquons pas avant d'arriver à leur bord. Le bord de la Barranca a une hauteur de 476 m. Son fond près de Sta. María a 278 m. Les pentes sont assez escarpées et se composent principalemente des conglomérats de roche éruptive, en stratification horizontale. Seulement au fond nous y trouvons d'autres sédiments. Près de Santa María Tatetla un peu au dessus du ravin nous observons des couches du Crétacé moyen appartenant à la division Escamela, qui contiennent des Rudistes en assez grande quantité, mais difficiles à détacher de la roche, Les calcaires ont la direction de N. 10° W. et un plongement de 58° E. La couche supérieure de ces calcaires est un conglomérat calcaire et plus bas nous trouvons des conglomérats un peu inclinés. Peut-être ces couches représentent du Tertiaire ancien, mais je n'y-ai pas trouvé de fossiles. Le calcaire crétacique forme une petite colline couverte par des conglomérats de roches éruptives. Environ 100 m. au dessus de Santa María j'ai trouvé dans les conglomérats une petite nappe de basalte. Au dessous de Santa María nous voyons dans la rivière émerger de petits affleurements de calcaire sablonneux,

qui dans quelques endroits contient de nombreux fossiles. L'endroit le plus facilement accessible se trouve du côté de la rivière près d'une petite ferme appelée Acomapilla. Là nous descendons directement depuis le bord du ravin, mais le chemin n'offre pas d'affleurements. Au dessous d'Acomapilla nous apercevons les bancs horizontaux du Tertiaire (216 m.). Il appartient au Pliocène et se divise en deux bancs dont l'inférieur contient principalemente des Ostrea, Amussium et Encope et le supérieur de nombreuses gastéropodes et bivalves. Les couches sont couvertes par les conglomérats de roches éruptives.

Dans ces couches nous avons trouvé les espéces suivantes:[1]

Encope Tatetlaensis, Böse.
Pecten aztecus, Böse.
Pecten santarosanus, Böse.
Amussium Mortoni, Rav.
Pinna serrata, Sow.
Anomia simplex, d'Orb.
Ostrea virginica, Gmel.
Ostrea sculpturata, Conr.
Arca taeniata, Dall.
Lucina quadrisulcata, d'Orb.
Lucina pectinata, Gmel.
Laevicardium sublineatum, Conr.
Laevicardium serratum, L.
Dosinia elegans, Conr.
Dosinia acetabulum, Conr.
Venus Ebergenyii, Böse.
Solecurtus Cumingianus, Dunk.
Solecurtus gibbus, Spengl.
Semele perlamellosa, Heilpr.

1 Böse. Sobre algunas faunas terciarias de México, II.—Bol. d. Inst. Geol. de México, N.° 22, 1906.

Panopaea floridana, Heilpr.
Xenophora conchyliophora, Born.
Sigaretus cfr. multiplicatus, Dall.
Turritella Aguilerae, Böse.
Cerithium Caloosaense, Dall.
Strombus pugilis, L.
Pyrula papyratia, Say.
Dolium cfr. galea, L.
Oliva litterata, Lam.
Balanus eburneus, Gould.

DE CERRO COLORADO À VERACRUZ.

Entre le Cerro Colorado et Rinconada (dist. 481 km., haut. 254 m.) et plus bas vers Tamarindo (490 km.) on ne voit que les tufs calcaires déjà mentionnés. Au sud de Tamarindo il y a près de Paso de Oveja un autre affleurement du Pliocène mais avec peu de fossiles. Nous entrons alors dans la grande plaine de la côte composée d'alluvions et de dunes détruites. Peu avant d'arriver à Veracruz (dist. 247 km., haut. 2 m.) nous traversons la ligne des dunes actuelles.

DE VERACRUZ À ORIZABA.

En sortant de Veracruz nous passons par la plage en traversant l'actuelle ligne de dunes près de Tejería (dist. 16 km., haut 32 m.) et nous entrons dans la plaine de la côte de l'Atlantique; la première partie se compose de sables provenant des dunes détruites; ils terminent à La Purga (dist. 31 km., haut 45 m.) et alors commencent les conglomérats de roches éruptives, appartenant probablement au Pliocène et au Pleistocène. A la Soledad (dist. 42 km., haut. 93 m.) nous traversons la rivière de

Jamapa et continuons notre route sur les conglomérats par Paso del Macho (dist. 76 km., haut. 476 m.) jusqu'à la rivière Atoyac. Nous traversons ici la première chaîne, qui se détache comme un gradin de la Sierra Madre Oriental. La montagne se compose de calcaires à Rudistes appartenant à la division Escamela (Crétacé moyen). Leur plongement est d'abord dirigé vers l'ouest, ensuite vers l'est. Atoyac (dist. 86 km., haut. 401 m.) se trouve sur ces calcaires, qui se poursuivent encore vers l'ouest, notablement au nord du chemin de fer. Nous entrons de nouveau dans une plaine composée de conglomérats de calcaires et de roches éruptives. A la gare de Peñuela (dist. 101 km.) se trouve une petite colline de calcaire crétacé (division Escamela). La continuation de ces calcaires s'observe dans la petite chaîne au sud d'Amatlán qui est le second échelon de la Sierra Madre Oriental. Depuis ici nous verrons une très-bonne coupe de toute la Sierra Madre. A partir de Peñuela suivent de nouveau des alluvions. Nous passons par Córdoba (dist. 106 km., haut. 828 m.) ville principale de ce district caféier, par Fortin (114 km.) et nous arrivons au profond précipice du Río Metlac, au fond duquel affleurent des calcaires crétacés. A gauche s'élève le pic éfilé de Chicahuaxtla, qui est formé par la partie inférieure du Crétacé moyen (division Maltrata); les couches sont fortement plissées, mais ne sont pas très-bien mises à découvert près du chemin de fer. Les calcaires de Maltrata s'observent jusqu'à la grande vallée d'Orizaba où ils se trouvent coupés par une fracture, qui les met en contact avec les schistes plus anciennes de Necoxtla; division qui correspond probablement au Crétacé inférieur. A droite nous voyons s'élever une montagne isolée, le Cerro de Escamela. Il est composé de calcaires d'Escamela et de schistes inter-

calées. A gauche on observe les montagnes de Zoquitlán et de San Juan del Río, où nous remarquons une série normale de couches: division Necoxtla, sur celle-ci la division Maltrata et enfin la division Escamela. Nous traversons la plaine d'Orizaba, couverte principalement de tufs calcaires et d'alluvions, pour arriver à la ville d'Orizaba (dist. 133 km., haut. 1,228 m.).

EXCURSION AU CERRO DE ESCAMELA.

En tramway et en voiture nous traversons la plaine jusqu'à Santa Gertrudis pour arriver à pied aux carrières du Cerro de Escamela. Ici on a trouvé jusqu'à present les fossiles suivants:[1]

Chondrodonta aff. Munsoni, Hill.
Hippurites (Vaccinites) mexicanus, Bárcena.
Hippurites sp.
Caprotina n. sp.
Sphaerucaprina Felixi, G. Boehm.
Sphaerucaprina Lenki, G. Boehm.
Sphaerucaprina sp.
Caprina cfr. adversa, d'Orb.
Caprina cfr. ramosa, G. Boehm.
Caprina sp.
Actaeonella dolium, Roem.
Cylindritella coniformis, Roem.
Nerinea Castilloi, Bárcena.
Nerinea cfr. Forojuliensis, Pir.
Nerinea sp.
Triploporella Fraasi, Steinm.
Nubecularia sp.

1 G. Boehm. Beiträge zur Kenntniss mexicanischer Caprinidenkalke. G. Steinmann Ueber fossile Dasycladaceen vom Cerro Escamela. (Felix und Lenk, Beiträge z. Geol. und Palaeont. d. Rep. Mexico 1889-1899).—E. Böse, Geología de los alrededores de Orizaba (Bol. Inst. Geol. de México N.° 13).

Globigerina cretacea.
Bulimina sp.
Orbitolina aff. lenticularis.

DE ORIZABA À ESPERANZA.

En partant d'Orizaba nous apercevons à droite l'historique Cerro del Borrego composé de calcaires de Maltrata (direction N. 30° W., plongement 65° W.). Plus loin la montagne s'éloigne un peu du chemin de fer par suite d'une fracture longitudinale, qui coupe les calcaires. A l'ouest de la faille s'observe une direction de N. 25° W. et un plongement de 30° N.E.; plus loin il y a un changement de plongement dans 20° S. et celui-ci reste constant presque jusqu'à Nogales. Sur ce trajet les montagnes sont formées de calcaires de Maltrata, qui contiennent près de Santa Catarina une masse dolomitique pas très-puissante.

A gauche sur l'autre rive du Río Blanco nous voyons d'abord la montagne de San Cristóbal composée principalement des calcaires d'Escamela, plissées en forme d'anticlinal (les couches ne sont pas visibles du côté du chemin de fer). La direction des bancs est de N. 70° W. Surgit ensuite la montagne de Huilápam, formée de schistes de Necoxtla, calcaires de Maltrata et calcaires d'Escamela (inclinaison au S.W.). Ces calcaires d'Escamela correspondent à ceux que nous voyons à droite dans la montagne d'Alchipín (2,420 m.); une faille inverse a été la cause du recouvrement de ce calcaire par les schistes de Necoxtla. Ce phénomène s'observe tant à droite qu'à gauche du chemin de fer et on remarque, que la ligne de la faille inverse se trouve coupée dans la vallée du Río Blanco par une fracture transversale, de

façon qu'à gauche la ligne fut déviée vers l'ouest. Audelà de Nogales (140 km.) nous voyons à droite et au pied de la montagne une roche grise en deux endroits, des filons de basalte.

Le chemin abandonne la vallée du Río Blanco pour entrer dans la vallée de Maltrata. Les montagnes de Cuxtítlan nous séparent du Río Blanco. Dans la partie orientale de ce groupe on observe la direction de N. 15° W. avec un plongement de 20°-35° W. Ce plongement uniforme continue jusqu'au ravin appelé "El Infiernillo" où soudain nous voyons que les couches sont plissées en zigzag de la manière la plus surprenante. Les calcaires de Maltrata à droite sont couverts de brèches d'andésite augitique, sur lesquelles nous trouvons une nappe d'andésite pyroxénique. En sortant de ce ravin nous entrons dans le bassin de Maltrata, où se présente le Pic d'Orizaba dans toute sa majesté; du bord de la vallée descend une nappe de lave andésitique qui se détache du pied du Pic d'Orizaba et qui aboutit à l'Infiernillo. Depuis Maltrata (dist. 153 km., haut. 1,692 m.) le chemin de fer dessinant une grande courbe monte sur la lave andésitique en passant par les gares de La Bota et Alta Luz. Entre les deux gares nous voyons de nouveau le calcaire de Maltrata fortement plissée; nous le gravissons, en jouissant toujours de magnifiques vues jusqu'à Boca del Monte (2,415 m.) où le calcaire est couvert de basalte. Le paysage change ici brusquement; au dessous nous avons l'aspect typique de la végétation sous-tropicale, tandis que nous traversons une région avec végétation boréale pour arriver ensuite au plateau aride et sec. De nouveau le terrain se compose de calcaire de Maltrata, qui contient ici beaucoup de schistes jaunes. En revanche le Cerro del Aguila que nous voyons à gauche, se

compose de basalte étant peut-être le reste d'un petit volcan. Les calcaires de Maltrata se poursuivent presque jusqu'à Esperanza (dist. 181 km., haut. 2,452 m.). Depuis ici nous voyons les roches crétacées s'étendre vers le sud, tandis qu'au N. elles sont couvertes de roches volcaniques. Nous traversons la plaine d'Esperanza. A gauche s'ouvre la vallée qui va à Tehuacán, devant nous s'élèvent des crêtes, dont la base est composées de calcaire de Maltrata et le sommet par des calcaires d'Escamela dont la direction est presque N.W. avec un léger plongement vers le S.W. A droite et à gauche suivent de petits cônes volcaniques et près de San Andrés Chalchicomula (dist. 205 km., haut. 2,450 m.) le chemin de fer se rapproche des montagnes calcaires qui s'observent jusqu'à la gare de Rinconada (dist. 228 km., haut. 2,357 m.).

ZABA.

Cerro Chïcahuaxtla.

n.

Rio Metlac.

ZABA. 1276 m.

CRÉTACÉ



Cerro Chicahuaxtla.

Rio Metlac.

n.

ZABA. 1276 m^{s}

III

(EXCURSION DE L'EST).



DE ESPERANZA À MÉXICO

PAR

E. ORDÓÑEZ.

DE ESPERANZA A MEXICO.

PAR M. EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

Quand le chemin de fer Mexicano arrive à Esperanza, sur le Plateau Central, le pays devient un peu monotone, à l'exception des grandes vues qu'on aura du Pic d'Orizaba et de la Sierra Negra, à la sortie d'Esperanza. Après avoir passé tout près de montagnes et de collines couvertes de cendres volcaniques, de quelques cônes et d'une sierra constituée par des calcaires crétacés, près de la Station de Chalchicomula, la route ne traverse que des plaines remplies de tufs volcaniques, bordées de collines revêtues de la même roche durcie, ou de roches dures basaltiques et andésitiques, restes de vieilles coulées de laves. On arrive ainsi à Huamantla, au pied du volcan de la Malintzi, mais ayant, au Nord, la vaste plaine que nous avons traversée en allant à Jalapa. Cette plaine, ne forme, jusqu'au delà de Huamantla, qu'un bassin énorme, dont le fond se trouve aux "llanos" du Salado, que nous connaissons dejà.

Au point de vue géographique, ce qui intéresse, dans cette route, jusqu'à Mexico, est qu'on n'a à traverser que des bassins hauts de 2450 m. à 2260m. au dessus du niveau de la mer, limités par de hautes montagnes vol-

caniques, ou par des collines mais avec des passes peu élevées. Ainsi, nous passons, d'une manière presque insensible, du grand bassin que nous venons de traverser à celui d'Apam, après avoir cotoyé les collines à grosses couches de tufs du Pliocène et Post-pliocène de Tlaxcala, au bord de la plaine étendue vers le Nord, jusqu'au montagnes de Tlaxco, au pied de la Sierra de Puebla; puis, nous descendons, par Irolo, vers le bassin de Mexico, qui a ici des contours très irréguliers.

En face de la Station de Teotihuacán on verra, au Nord, les deux grandes pyramides indiennes, en voie de restauration.

Après avoir passé par Tepexpam, on arrivera à la Station de "Grand Canal," en croisant, par un pont, le canal de drainage de la ville de Mexico, qui sert aussi de régulateur aux lacs. C'est une œuvre technique colossale, une des plus importantes que le Mexique a réalisé, dans les temps modernes.

IV

(EXCURSIONS DU SUD).



DE MÉXICO À TEHUACÁN

PAR

J. G. AGUILERA.

DE MEXICO A TEHUACAN.

PAR M. J. G. AGUILERA.

Le chemin de fer parcourt une certaine distance de la partie E. de la Vallée de Mexico et contourne une partie du Lac de Texcoco avant d'arriver à la vieille ville du même nom, qui fut autrefois la Capitale du royaume de Acolhuacán et la résidence du roi Netzahualcoyotl. La voie ferrée, pendant ce court trajet, passe près de la colline du Peñón Viejo ou del Marqués, qui est composée de basalte. Le chemin court sur les marnes argileuses lacustres de récente formation qui recouvrent le tuf d'un grand nombre d'espèces, parmi lesquelles: Equus crenidens Cope, E. taw Owen. E. excelsus Leidy, E. Barcenai Cope, Platygonus cf. Compressus Leconte, Holomeniscus hesternus (Leidy), Eschiastus conides Cope, Palauchenia magna Owen, Auchenia cf. minima Leidy, Bison latifrons (Harl) Glyptodon Mexicanus, Cuatáparo y Ramírez, Elephas imperator Leidy, Elephas Columbi Falconer, Mastodon Shepardi Leidy, Mastodon tropicus Cope. Ce tufs se montrent dans le canal qui coupe la voie du chemin de fer avant d'arriver à la gare de Los Reyes, où le tuf se recouvre d'une stratification concordante aux marnes pliocéniques, division Gran Canal. Ces tufs forment le sous-sol dans tout le chemin qui suit la base du Iztaccihuatl, jusqu'à ce que l'on atteigne la ville de

Puebla. Cette ville est située au pied des collines basaltiques de Loreto et de Guadalupe. Son sol est composé de tufs et de sables volcaniques, aglutinés en un grès à gros grain, de peu de cohérence et connu sous le nom de *xalnene*. Ces matières alternent avec des tufs argileux et volcaniques, en couches et en lits de peu d'épaisseur, et *parfois avec* un tuf calcaire qui forme, dans la partie NO. et O. de la ville une croûte recouvrant les tufs volcaniques. La route traverse le bord du bassin de Mexico, appelé vulgairement la Vallée de México, dans les plaines d'Apam, près de la gare d'Irolo; c'est de ce point que descendent les eaux qui, de ce côté alimentent les lacs formant comme les restes de l'ancien Lac de Tenoxtitlán. Ce lac s'étendait dans le Pliocène en couvrant jusqu'à une grande élévation ce que l'on nomme la Vallée de México, dans laquelle pénétrait sous forme de péninsule la sierrita andésitique de la Villa de Guadalupe; sur la surface de ses eaux se levaient comme des îlots le Peñón de los Baños, le Peñón del Marqués, le Cerro de la Estrella (Citlaltepetl) d'Ixtapalapa, et la chaîne de petits volcans qui composent la sierrita de Santa Catarina dont l'extrémité est formée par le volcan de San Isidro connu sous le nom de Chaudière de Saint Isidore (Caldera de San Isidro), près de la gare de Los Reyes.

Depuis Puebla jusqu'à un peu au-delà d'Amozoc, nous avons la même formation de tufs volcaniques et le chemin contourne la sierrita d'Amozoc, coposée de montagnes de calcaire; cette chaîne est limitée au Nord par des collines de tuf volcanique formées par érosion, et au NO. et à l'O. par des collines basaltiques, Tepoxochitl, etc. Le calcaire de la chaîne d'Amozoc est un calcaire compact, fétide, d'un gris cendré, très résistant et sans

fossiles; il renferme des rognons, des concrétions de silex; il est replié et disloqué, en suivant les lignes structurales du pays: c'est-à-dire NO.-SE. On a déterminé l'âge de ce calcaire par analogie: il appartient au Crétacé Moyen ou série Mésocrétacée. Cependant comme je viens de le dire, toute tentative pour trouver des fossiles est restée sans aucun résultat.

Amozoc, situé au pied d'un contrefort du beau volcan La Malinche, composé d'andésite hornblendique(?) forme, à l'Est, la limite de la Vallée de Puebla et aussi le commencement de celle de Tecamachalco qui s'étend jusqu'à Tehuacán, et forme partie de la division des eaux continentales qui sépare les eaux du système du Río Atoyac débouchant dans l'Océan Pacifique, des eaux du Río Salado, qui porte les siennes dans le Golfe de México. Amozoc forme aussi la limite actuelle des remplissages de tuf de l'ancien lac pliocénique, Tenoxtitlán. En effet, un peu plus loin l'érosion a terminé déjà avec ces dépôts et tant au fond de la vallée que sur les penchants qui l'entourent on rencontre au contraire des dépôts sédimentaires crétacés appartenant au Crétacé Moyen et consistant en calcaires compacts, résistants et gris, renfermant peu de fossiles et en schistes calcaires et calcareo-argileux, complètement destitués de fossiles, mais avec des intercallations de couches de grès également sans fossiles; une partie des schistes appartient à la base de la série Mésocrétacée et une autre, celle qui est inférieure, avec des grès, appartient à la Série Eocrétacée.

D'Amozoc à Tehuacán, le chemin de fer suit la vallée de Tehuacán, vallée longitudinale ayant une direction NO.-SE. La voie descend par une pente douce jusqu'à ce qu'elle atteigne le défilé de Tomellin; elle présente quelques étrécissements dans sa largeur qui va en diminuant

graduellement à mesure qu'elle avance vers le SE. pour traverser un défilé (le défilé de Tomellin), qui unit le Plateau Central à la Vallée de Oaxaca. Cette grande vallée de Tehuacán est limitée sur ses côtés par des montagnes qui forment partie des bords d'une ramification centrale du grand système de montagnes mexicain; cette ramification improprement appelée la Cordillère de Anahuac, se détache de la chaîne principale au N. de Oaxaca et continue jusqu'à ce qu'une de ses branches termine la Sierra Nevada qui sépare la vallée de Puebla de celle de Mexico. Les points culminants de cette chaîne sont les beaux et majestueux volcans Popocatepetl et Iztaccihuatl. Les montagnes qui forment le bord oriental de la Vallée de Tehuacán appartiennent déjà au versant Occidental de la Sierra Madre Orientale Mexicaine.

Le fond de la vallée est formé de roches sédimentaires, crétacées en majeure partie calcaires du Crétacé Moyen, et, seulement dans quelques endroits, on trouve des schistes argileux avec intercalations de grès du Crétacé Inférieur; enfin on rencontre aussi des roches éruptives basaltiques, dont les unes appartiennent à l'âge Pliocène et les autres au Pleistocène.

Les schistes ainsi que les calcaires se trouvent recouverts, en certains endroits, de tufs calcaires et les uns comme les autres, d'argiles impures, plus ou moins mélangées de carbonate de chaux; ces argiles proviennent en partie de la décalcification des roches du sous-sol, et en partie du transport par les eaux courantes du résidu de la disolution effectuée par ces mêmes eaux, sur les calcaires qui forment les collines bordant la vallée. Ces argiles ont reçu le nom de Tuf diluvien.[1]

1 Dolfus, Montserrat et Pavie. Mémoires et Notes géologiques. *Arch. Comm. Scient. du Mexique*, t. II, 1867, p. 363.

Au fond de cette vallée, sur le trajet compris entre Amozoc et Tehuacán, et mesurant environ 110 kilomètres, et malgré la hauteur des collines qui la ferment des deux côtés, hauteur qui parfois atteint plus de 500 mètres au-dessus de la plaine, courent des ruisseaux relativement peu profonds et peu nombreux: du reste, ces ruisseaux, en général, sont à sec excepté durant la saison des pluies, malgré la faible pente du fond de la vallée, que l'on peut estimer entre 0,6 et 0,7 pour 100.

Cette grande pauvreté d'eau dans la vallée est due à deux causes principales: La grande permeabilité du sol et la rareté considérable des pluies. Ce manque de pluie augmente graduellement à partir d'Amozoc, à mesure que l'on avance vers le Sud jusqu'à la région montagneuse de Oaxaca, où le régime des pluies change favorablement.

La ville de Tehuacán, située à 18° 27′ 51″ latitude N. et 1° 44′ 34″ longitude E. du méridien de Mexico, avec une altitude de 1676 m. au-dessus du niveau de la mer, suivant les déterminations faites par la Comission Géographique de la République, est bâtie au centre d'une étroite vallée dont la direction moyenne est à peu près NO. et SE.

La vallée de Tehuacán est formée, dans sa partie septentrionale, par la réunion de deux petites vallées: celle de Tlacotepec qui vient du NO. en continuant vers le Sud la direction de la vallée de Tecamachalco; et celle de Miahuatlán qui, commençant près de la gare de Esperanza, sur le Chemin de fer Mexicain de Veracruz, court presque directement du N. au S. Ces deux vallées, d'importance diverse en raison de leurs dimensions, se réunissent presque aux confins de la Ville de Tehuacán qui s'élève un peu à l'Ouest du point de jonction. La val-

lée de Tehuacán est allongée, avec une pente très douce et presque uniforme qui commence à Amozoc et passe par la ville de Tehuacán; puis, se prolongeant au SE. elle unit le Plateau Central avec la vallée de Oaxaca. au moyen des défilés ouverts par le Río Salado et le Río Almoloya dans la partie N. de l'Etat de Oaxaca.

Dans le voisinage de Tehuacán, au Nord de la ville, et dans l'endroit même où est assise le ville, le sous-sol est formé de tuf calcaire (travertino) d'une épaisseur irrégulière en ces différents points, car en certains endroits, cette épaisseur atteint plus de 10 m., ce qui annonce une circulation superficielle d'une plus grande abondance d'eau et aussi un plus grand nombre de sources que ce qui existe aujourd'hui. Vers le Sud, sous le tuf calcaire, on rencontre un groupe de grès margo-calcaires de grains différents et qui appartiennent à la division de l'Eocène que j'appelle Calcahualco.

SOURCES DE TEHUACÁN.

En raison de la grande perméabilité des calcaires du sous-sol et des versants de la vallée, les eaux de pluie qui, nous l'avons déjà dit, sont assez rares, sont absorbées en grande proportion par le terre et il s'en suit une circulation souterraine; une partie de ces eaux court á une grande profondeur tandis que les autres circulent plus près de la surface du sol: ces dernières sont celles qui alimentent les puits ordinaires et qui donnent origine á la majeure partie des rares sources qui existent dans la vallée.

La source de Ahuelican, au Nord de Tehuacán, est située au fond de la vallée, et la source de San Lorenzo se trouve au pied du plateau du même nom qui limite en

partie, à l'Ouest, la vallée de Tehuacán. La source de San Lorenzo est la dernière d'une série de sources qui, antérieurement, existèrent avec une plus grande abondance d'eau et probablement une température et une pression supérieure à celles de la source actuelle, au long du pied des montagnes calcaires qui limitent la vallée de Tehuacán vers l'Ouest. Toutes ces sources provenaient de la circulation des eaux de pluie à travers les masses calcaires des montagnes et qui faisaient leur apparition á des niveaux supérieurs, et, par le dépôt de carbonate de chaux donnaient origine á la formation du plateau de San Lorenzo au pied des collines calcaires. Les eaux abondantes de ces nombreuses sources formaient de véritables cascades, dans lesquelles elles abandonnaient la plus grande partie du carbonate de chaux qu'elles portaient en dissolution, et déposaient le reste aux alentours dans le fond de la vallée. En s'enfonçant de plus en plus dans ce même fond, en raison de l'érosion, les dépôts de travertin en sont arrivés à former une espèce de série de bancs superposés mais répartis d'une manière confuse depuis le fond jusqu'au niveau supérieur des premières sources.

La surface totale recouverte de travertin comprend beaucoup de kilomètres carrés. Le maximum d'épaisseur est probablement de 50 m., mais l'épaisseur moyenne est á peu près de 2 m. à 2 m. 50. La limite supérieure de ces dépôts se trouve sur le plateau de San Lorenzo, à 50 m. au-dessus de la vallée, et à 1726 m. au-dessus du niveau de la mer. Le travertin s'étend depuis ce bord en formant une espèce de tenailles à l'Ouest de Tehuacán, et depuis le pied du plateau de San Lorenzo jusqu'au fond du ravin, en constituant une croûte continue de plusieurs mètres d'épaisseur, parfois découverte et parfois

couverte d'argiles impures qui sont le résidu de la dissolution sous l'action des eaux, circulant sur ce travertin et sur les calcaires crétacés. Il est très difficile de calculer le volume du travertin proprement dit, si l'on considère la variabilité de l'épaisseur de la croûte et l'irrégularité du périmètre de cette surface de dépôt, qui est limitée par la ligne sinueuse marquant le pied des pentes des petites collines qui ondulent la vallée.

La grande quantité de matière minérale que les eaux contiennent en dissolution et leurs propriétés médicinales nous suggèrent la convenance d'expliquer brièvement les conditions dans lesquelles les dites eaux dissolvent les sels et ensuite les abandonnent pendant leur circulation.

Le caractère général de l'eau est le même dans toute la partie de la vallée immédiatement dans le voisinage de Tehuacán, et il n'y a que la quantité de matière minérale en dissolution qui varie avec la température de la source et la distance de l'endroit où s'effectue la prise d'eau jusqu'à la source d'où elle provient.

Dans l'eau pure, le carbonate de chaux est très faiblement soluble: d'après Brandes, une partie en 16000; d'après Kremers, une partie dans 12358 d'eau pure à 15°; d'après Bucholz, une partie dans 16000-24000; d'après Bineau, c'est une partie dans 30000 à 50000; d'après Fressenius, une partie dans 10800 à frois et 8875 à l'état d'ébullition. Dans les eaux carbonatées, le carbonate neutre de chaux s'unit à l'acide carbonique pour former du bicarbonate de chaux qui est facilement soluble dans l'eau: une partie dans 1428 d'eau saturée d'acide carbonique à 0°, et dans 1136 parties à 10° (Lassaigne); il est soluble dans 1015 parties d'eau saturée d'acide carbonique à 21° et à 748.3 mm. de pression (Warington);

dans la proportion de 0.88 grammes par litre dans de l'eau saturée d'acide carbinoque à la pression ordinaire et à la température de 10°. Avec une augmentation de pression, la quantité dissoute augmente également en proportion de la quantite d'acide carbonique absorbée; le maximum d'augmentation que l'on puisse obtenir est de 3 grammes par litre à 5° et sous une pression de 4 atmosphères; à 10-13° au-dessous de 5 atmosphères; et à 20° au-dessous de 7 atmosphères.

La pression des sels terreux et alcalins en eaux libres d'acide carbonique, favorise la formation de solutions supersaturées de carbonate de chaux, desquelles cette base se précipite graduellement. La séparation s'effectue plus rapidement dans les eaux qui contiennent des chlorures que dans celles qui contiennent des sulfates, des alcalis et des terres alcalines. Le sulfate de magnésie et celui de soude forment des solutions d'une certaine stabilité, mais la chaux se précipite tout entière dans l'espace de 8 à 10 jours.

Dans l'eau saturée d'acide carbonique, les chlorures alcalins et terreux forment des solutions supersaturées instables, dans lesquelles la chaux se crystallise rapidement en carbonate hydraté à basses températures, et la solution ne renferme alors que 0 gr. 15 de carbonate de chaux par litre, correspondant à celle qui est formée par l'acide carbonique. Mais la capacité des eaux carbonatées pour dissoudre le carbonate de chaux, se double presque par la présence du sulfate de magnésie ou de soude dans la disolution. Les eaux qui contiennent quelqu'un de ces sulfates, quel qu'il soit, dissous dans la proportion d'un centième ou moins, et qui sont impregnées d'acide carbonique, dissolvent facilement, à la température et la pression ordinaires, une

quantité de carbonate pur de chaux égale à 1.56, jusqu'à 1.82 et même jusqu'à 2 grammes par litre. Il est donc évident que la solution de carbonate de chaux dans des eaux pures ou minéralisées persiste seulement en présence de l'acide carbonique libre.

La quantité de carbonate de chaux qui se dissout dans l'eau est presque toujours en excès sur celle qu'exige l'acide carbonique y contenu. Cet excès provient de l'augmentation de pression et de la présence des sels alcalins.

On comprend facilement, par ce qui précède, comment l'eau de pluie qui, en tombant sur la surface de la terre apporte, en dissolution de l'oxygène et de l'acide carbonique, dans des proportions qui atteignent 25 c.c. de ces gas par litre d'eau, se charge ensuite, à la surface du sol de principes organiques, et particulièrement de substances humiques et ulmiques qui, comme on le sait, donnent en présence des alcalis, des composés susceptibles de se transformer en carbonates, en s'infiltrant dans les roches. Après avoir abandonné dans la zone d'oxydation une partie des gas dissouts, pendant sa circulation descendante à travers les roches calcaires et marneuses des montagnes comprises dans la zone d'alimentation de la source, l'eau en gagnant en profondeur, gagne aussi en pression et en température, et par là même, sa puissance dissolvante est plus grande, en même temps que la présence des sels qui ont été dissous premièrement, contribue à augmenter sa capacité de dissolution. Ainsi, dans cette circulation souterraine, les eaux météoriques en se chargeant de matières dissoutes, se convertissent en eaux minérales, dans la composition desquelles on doit rencontrer, en proportion de leur solubilité et de leur abondance relatives, les composés minéraux des roches du sous-sol et des montagnes voisines, tels que les car-

bonates de calcium, les sulfates de magnésium et de calcium, les chlorures de sodium, les composés de fer, la silice libre et à l'état de silicates, etc., qui entrent dans la composition des roches de la zone d'alimentation de la source.

On a dit que les eaux de Tehuacán contiennent des sels de lythium et arsénicaux: cette présence, à mon point de vue, ne doit pas exister, si l'on considère la nature du terrain par lequel circulent les eaux dans leur trajet souterrain. En effet, c'est seulement quand les roches du sous-sol sont des granits, de syénites, des granulites, etc., ou bien quand elles contiennent des filons minéraux, que l'eau, sous la chaleur et la pression auxquelles elle est soumise dans les grandes profondeurs, exerce une opération sur les roches: alors, en décomposant les silicates dont sont composées les dites roches, elle prend, outre la chaux, les sels les plus solubles à base de potasium, de sodium, de lithyum et autres renfermés dans ces silicates minéraux. C'est par la présence de ces sels, due à la même cause, que sont devenues célèbres beaucoup de sources en France, en Allemagne et dans d'autres pays.

La présence de composés de lythium, de fluor et d'arsénic dans les eaux de Tehuacán ne serait possible que dans le cas où il se produirait une migration de ces composés au moyen des calcaires, des schistes et des grès crétacés au milieu desquels circulent les eaux. Mais je le considère comme improbable dans le cas de la lythine, et fort peu probable pour le fluor et l'arsénic, bien que, cependant la présence de ces derniers pourrait s'expliquer dans le cas où on les rencontrerait dans les eaux des sources de Tehuacán, par l'existence de filons de plomb dans la vallée du même nom et dans les vallées

voisines: dans ces filons c'est un phénomène constant d'y découvrir la présence du fluorure de calcium et très fréquemment celle du sulfoarséniure de fer.

Après avoir expliqué comment se minéralisent les eaux météoriques pendant leur circulation souterraine, voyons maintenant comment se vérifie la desminéralisation partielle, une fois que ces eaux sortent par la source, et comment, en abandonnant les substances dissoutes, elles construisent les dépôts de travertin, en croûtes irrégulières de compacité différente et de composition relativement homogène.

Vu que la présence de l'acide carbonique est nécessaire á la persistance ou stabilité de la solution du carbonate de chaux, soit que l'eau contienne ou ne contienne pas de sels alcalins et terreux en disolution, le détachement de l'acide carbonique causera naturellement, d'abord la saturation et ensuite la supersaturation du liquide, avec séparation et précipitation graduelle du carbonate de chaux. Ainsi donc, les dépôts de carbonate de chaux, tuf calcaire ou travertin, sont dûs au détachement de l'acide carbonique. Ce détachement peut être amené par les causes suivantes, agissant séparément ou ensemble:

Diminution de pression.
Diffusion de l'acide carbonique par l'exposition à l'atmosphère.
Evaporation.
Chaleur.
Influence de la vie végétale.

Quand la dissolution s'est produite sous une augmentation de pression, l'augmentation dans la quantité d'acide carbonique que l'eau peut dissoudre, permet que la solution contienne une quantité proportionellement plus

grande de carbonate de chaux. Quand la pression diminue, l'excédent d'acide carbonique sur la quantité qui peut rester dissoute à cette pression nouvelle, cet excédent, disons-nous, se détache, et en ce détachement cause l'enrichissement graduel de l'eau en carbonate de chaux en dissolution, jusqu'à ce qu'elle arrive à la supersaturation et que le carbonate de chaux commence á se précipiter lentement. C'est précisement de cette manière que s'incrustent les tuyaux des conduits d'eau, les tuyaux de pomps, les tuyaux de décharge des sources et les tubes de canaux d'arrosage (apantles).

Les eaux très carbonatées perdent, par leur exposition à l'air, une partie de leur acide carbonique, même pendant leur séjour tranquile dans des dépôts, comme les réservoirs, les fontaines, les étangs, etc., et originent ainsi le dépôt du carbonate de chaux, qui commence par former une espèce d'écume ou pellicule recouvrant la surface et qui, en s'épaississant, peu á peu tombe au fond. Cette diffusion de l'acide carbonique est proportionnelle à la température et est favorisée par l'augmentation de la surface exposée à l'air, et aussi par le mouvement et l'agitation de l'eau, comme il arrive avec les eaux qui en sortant de la source, s'étendent sur de grandes superficies, ou bien circulent sur de fortes pentes ou se précipitent en sauts et en cascades. Dans tous ces cas, la diffusion est généralement accompagnée d'évaporation qui produit aussi une séparation du carbonate de chaux. Les stalactites et les stalagmites que l'on rencontre dans les grottes sont produites par ces deux causes agissant simultanément. C'est de la même manière que se produisent les incrustations des objets submergés dans les sources carbonatées incrustantes.

L'évaporation seule produit, avec le temps, la forma-

tion de carbonate de chaux, sous la forme de tuf, par concentration et supersaturation de l'eau. La chaleur cause dans l'eau des sources la précipitation du carbonate de chaux par une double action: L'élimination de l'acide carbonique et la diminution de l'effet dissolvant des sels alcalins et terreux qui y sont présents. Il peut se former dans les eaux naturelles des dépôts de carbonate de chaux comme résultat de réactions chimiques.

L'influence de la vie végétale dans la formation du travertin est due à l'action physiologique des plantes qui enlèvent, pour favoriser leur développement, l'acide carbonique de l'eau, et diminuent ainsi, d'une manière constante, la quantité de carbonate de chaux qui peut rester en dissolution, tandis que l'excédant se précipite. Mais, en outre de cette action physiologique, les plantes contribuent à la formation du travertin en ce qu'elles augmentent la surface d'évaporation de l'eau et il semble que cette influence est supérieure à celle de l'action physiologique.

Les dépôts de travertin (tuf calcaire) doivent leur origine aux différentes causes que nous avons énumérées, et c'est ainsi que s'explique l'influence de chacune d'elles séparément. Mais dans la Nature toutes agissent de concert, bien que dans certains cas les unes prédominent sur les autres, suivant les circonstances spéciales de chaque cas.

L'état physique des dépôts de travertin est en relation avec les circonstances dans lesquelles ces dépôts se sont formés. C'est ainsi que la partie compacte, ou caverneuse du travertin, dépend de la lenteur ou de la rapidité avec laquelle s'est effectuée la précipitation du carbonate de chaux: quand cette précipitation a été rapide et tumultueuse, le travertin est caverneux, spon-

gieux et léger et alors il peut facilement se détruire peu à peu en le soumettant à la simple pression des doigts. Au contraire, si la formation a été lente, le dépôt est dense et très compact et présente l'apparence du silex. Dans la même croûte de tartre calcaire ou de travertin, celui-ci se rencontre, suivant son âge, en certaines parties compact, dense, amorphe et dur; dans d'autres massif et cristallin; dans les parties de récente formation ou en voie de formation il est mou et même gélatineux. Si les eaux ne contiennent pas de fer, le travertin est blanc; si elles renferment du fer, il est plus ou moins jaunâtre, gris ou rougeâtre, suivant le degré d'oxydation du fer, et quand la quantité de ce fer contenue dans les eaux est variable avec des interruptions, le travertin présente des zones, des veines des marbrures.

ANALYSE QUANTITATIVE DES EAUX DE TEHUACÁN.

Un litre d'eau évaporée à la température du B. M. a laissé un abondant résidu blanc, cristallin, inodore, salé; le même résidu desseché à 120 degrès a donné un poids de 0.838, et, chauffé au rouge sombre il a souffert un léger noircissement qui prouve la petite quantité de matière qu'il contient: dans ce résidu on a prouvé l'existence des sels déjà mentionnés, et principalement des carbonates, des sulfates, du chlorure de chaux, de soude, de magnésie et des traces de fer.

GAS.

Un litre d'eau à 2° c. et à une pression de 588 mm. 14 contient:

Acide carbonique	27.730
Oxygène	13.499
Azote	36.600
	77.829

DOSÉS.

Un litre d'eau contient:

Sulfate de chaux	0.0770
Sulfate de magnésie	0.2875
Carbonate de chaux	0.2215
Sels terreux	0.5860
Chlorure de sodium	0.1675
Fer, matière organique, silice et substances non dosées	0.0845
Degré hydrotimétrique total	52.
Le même après ébullition	30.

De ce qui précède on peut déduire que cette eau n'est pas potable (d'après les limites déterminées par le Comité consultatif de Paris) : premièrement parce que son résidu fixe est supérieur à 0.30; deuxièmement parce qu'elle renferme plus de 0.04 de chlore; troisièmement parce qu'elle contient plus de 0.03 d'acide sulfurique; quatrièmement parce que son degré hydrotimétrique est supérieur à 25 avant l'ébullition et à 12 après ébullition; enfin, cinquièmement parce qu'elle se trouble et laisse un dépôt après ébullition et traitée par l'alcool.

Par conséquent la classification qui lui correspond est la suivante:

Bicarbonatée calcique.
Chlorurée sodique.
Légèrement sulfatée.
Thermale tempérée.

MM. Lozano et Villaseñor ont fait récemment une nouvelle analyse et donnent la composition suivante:

Acide carbonique libre	0.213542
Bicarbonate de magnésie	0.161008
Bicarbonate de calcium	traces.
Bicarbonate de fer	0.003380
Sulfate de sodium	0.136901
Chlorure de sodium	0.104205
Chlorure de potasium	0.022040
Chlorure de lythium	0.024164
Chlorure de magnésium	0.000814
Acide silicique	0.353000
Alumine, matières organiques et substances non dosées	0.126632
Total	1.139846

Les eaux de la Granja, d'après le Professeur Morales, ont la composition suivante:

Chlorure de sodium	0.150
Carbonate de soude	0.049
Carbonate de chaux	0.290
Carbonate de magnésie	0.060
Sulfate de chaux	0.080
Phosphate de chaux	0.003
Silice	0.043
Carbonate de protoxyde de fer	0.050
Lythine	indices.
Matière organique	indices.
Arsenic	non dosé.

Comme on le voit, dans les tableaux analytiques que je viens de citer, la composition chimique des eaux des différentes sources de Tehuacán, ne varie pas d'une manière considérable si on compare ces sources entre elles. (On peut, en outre, confirmer ce qui précède, en examinant le tableau analytique de M. l'Ingénieur Lacoste, qui se rapporte aux sources de Santa Cruz, Caño de Riego, Hacienda del Riego, San Lorenzo).

ERRATA.

Page.	Ligne.	Au lieu de.	Lisez.
6	10	en ces différents points	en ses différents points
9	8	au-dessous de 5 atmosphères	sous 5 atmosphères
9	9	au-dessous de 7 atmosphères	sous 7 atmosphères
9	10	La pression des sels	La présence des sels
9	24	que $0^{grs.}15$	que $0^{grs.}8$
11	15	exerce une opération	exerce son action
15	22	matière qu'il contient	matière organique qu'il contient

V

(EXCURSION DU SUD).



L'ARCHAIQUE DU CAÑÓN DE TOMELLÍN

PAR

EZEQUIEL ORDÓNEZ.

L'ARCHAÏQUE DU CAÑON DE TOMELLIN.

NOTICE PAR M. EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

Dans une note publiée récemment,[1] nous avons fait une revue sommaire des roches archaïques du Mexique, en donnant une idée de la situation des aires principales et en indiquant les caractéristiques de celles qui sont le mieux connues.

Il nous semble utile de rappeler, ici, quelques-uns des points contenus dans cette note,[2] d'autant plus que les roches archaïques que nous allons visiter dans le cañón de Tomellín font partie d'une des aires les plus étendues, sur laquelle se maintient, avec beaucoup d'uniformité, la

1 Las rocas arcáicas de México.—Mem. Soc. Alzate.—Tomo XXII.—México, 1906.

2 Pour se former une idée complète de l'état de nos connaissances sur les schistes cristallins et les roches métamorphiques du Mexique, on peut consulter les publications modernes mentionnées ci-dessous, compilées dans la note à laquelle nous venons de nous référer:

J. M. Ramos.—*Informe de los trabajos ejecutados por la Comisión exploradora de la Baja California.* Tip. Sec. Fomento.—México, 1886, pág. 76 et suiv.

W. Lindgren.—*Notes on the Geology of Baja California.*—México, Proc. Cal. Ac. Sc.—Vol. I. 2d. Ser.—1888.

A. del Castillo.—*Plano geológico y minero del Triunfo y San Antonio,* revisado en 1889.—México.

Felix y Lenk.—*Ueber die tektonischen Verhältnisse der Rep. Mexiko.*—Ztsch. deutsch. geol. Ges. Jahrg. XIII. Berlin, 1892.

Felix y Lenk.—*Beiträge z. Geol. u. Palaeont. der. Rep. Mexiko.*—Leipzig, 1899.

E. Girault.—*Informe de la zona minera de San Miguel de las Peras, Bol. Agr. y Min.*—Octubre 1892. México.

série des schistes cristallins qui la composent, et sur laquelle se répètent, presque partout, des accidents tectoniques semblables.

Les roches cristallines archaïques du Mexique se trouvent généralement au voisinage du Pacifique et sont étendues, en face du littoral, en grandes bandes, fractionnées en blocs, et fréquemment cachées par des lambeaux de roches mésozoïques, ou par des roches volcaniques tertiaires.

Les actions dynamiques, énergiques et répétées, auxquelles ont toujours été asujetties les roches archaïques, sont la cause de nombreuses interruptions apparentes de nos roches cristallines. D'autre part, les phénomènes complexes déterminés par ces mouvements ont obscurci, de plus en plus, les origines de ces roches.

Les formes exagérées du relief ont été atténuées par de longues périodes de dénudation énergique; notre archaïque, par exemple, est probablement resté émergé, dans beaucoup d'endroits, pendant toute, ou presque toute, l'Ere paléozoïque, apparaissant déjà comme l'étroit appendice d'un continent, qui esquissait une partie du

---

· S. F. Emmons y G. P. Merrill.—*Geological Sketch of Lower California.*—Bull. G. S. A.—Vol. V.—1894.

G. P. Merrill.—*Notes on the Geology and Natural History of Lower California.*—An. Rep. U. S. Nat. Mus. 1895 (1897).

G. Eisen.—*Exploration in the cape region of Baja California in* 1894.—Proc. Cal. Ac. Sc.—Vol I.—2d. ser.—1895.

C. Sapper.—*Sobre la Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatán.*—Bol. Inst. Geol. Mex. num. 3.—1896.

J. G. Aguilera.—Bol. Inst. Geol. Mex.—Num. 4. 5 y 6.—*Bosquejo Geológico de México.*—1896.

Dumble.—*Notes on the Geology of Sonora, Mexico.*—Trans. Am. Inst. Ming. Eng.—Vol. XXIX.—New-York.—1899.

E. Böse.—*Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco.*—Bol. Inst. Geol. Mex.—num. 20.—México, 1905.

E. Ordóñez.—*Un voyage á la Sierra Madre del Sur.*—Mem. Soc. Alzate. Vol. 14.—1899-1900.—México.

Las rocas arcáicas de México.—Mem. Soc. Alzate.—Vol. XXII. 1906.

J. G. Aguilera, E. Böse y E. Ordoñez.—*Perfil geológico de Acapulco á Veracruz.* Inédit.

contour et la forme que devait revêtir le Mexique des temps modernes. Dès lors, exista la forme recourbée du littoral mexicain du Pacifique —aujourd'hui bordé par une fosse sous-marine profonde et escarpée, à peine dissimulée par l'étroite plateforme continentale.

Les roches schisteuses cristallines, dans la plupart des cas, ont une faible participation au relief général du pays, parcequ'elles sont couronnées de roches plus jeunes, et occupent la partie basse des sierras, en face de l'océan. Rarement, elles passent de l'autre côté des systèmes de montagnes du Sud du Mexique, ou entrent dans les hauts plateaux de la Sierra Madre Occidentale, même en supposant que, dans ces deux régions, ces mêmes roches cristallines forment le soubassement général qui apparaît sur les flancs, ou sur les derniers gradins de la Sierra Madre, vers la mer, en Sonora et en Sinaloa, ou en Oaxaca et Guerrero. Des masses volcaniques récentes les recouvrent, dans la partie moyenne du littoral du Pacifique, dans le Territoire de Tepic, et les Etats de Jalisco et de Colima, c'est-à-dire dans la région où les plateaux de la Sierra Madre occidentale se recourbent du Nordouest vers le Sudest, en s'adossant à la forme de la bande archaïque, et dont les plaines élevées sont couronnées par la légion de volcans du Sud du Plateau Central à laquelle se relient les volcans qui se dressent jusque sur les plages de la mer, dans la partie du littoral située dans les Etats de Jalisco et Colima.

La bande cristalline du Sud, qui prend naissance dans l'Etat de Michoacán, en même temps que le bloc montagneux connu sous le nom de Sierra Madre del Sur, s'élargit, peu à peu, et finit par pénétrer jusque dans le réseau de la rivière de la Balsas, ainsi que dans une petite partie du versant du Golfe de Mexique,—dans les

Etats de Puebla et d'Oaxaca, où nous allons la rencontrer dans le Cañón de Tomellín. Puis, elle se rétrécit, de nouveau, vers l'Isthme de Tehuantepec, pour pénétrer dans l'Etat de Chiapas et avancer vers la mer des Antilles, dans la province géographique de l'Amérique Centrale.

Les roches volcaniques, aussi bien que les matériaux sédimentaires mésozoïques, qui se trouvent au-dessus des schistes cristallins, sont très fracturés et divisés en lambeaux, tantôt grands tantôt petits, montrant la marche incessante de la dénudation à la fin du Tertiaire, et aussi l'activité de l'énergie tectonique, qui ne cesse et ne paraît cesser encore dans les temps actuels, et qui agit d'un mode différent, selon les matériaux et leur distribution. C'est pour cette raison que nous croyons que le massif archaïque a servi de bord résistant à des actions tectoniques très importantes. L'influence de ce massif d'appui doit se retrouver dans les grands plis des roches sédimentaires; mais on ne peut pas dire, pour cela, que, le massif même soit resté immobile: il se déplaçait, bien certainement, mais avec plus ou moins d'indépendance.

Tandisque les masses de roches anciennes subissaient des mouvements, invariables dans leur direction, puisqu'elles suivaient une des lignes fondamentales du relief du globe, les matériaux sédimentaires, plus jeunes, en éprouvaient d'autres, influences par des causes locales, et, de là, pouvait résulter un certain antagonisme, se traduisant en une complication d'efforts, que les roches ne purent supporter qu'à travers mille vicissitudes. De là résulta une région de fracture maximum, qui laissa, pendant longtemps, en comunication l'extérieur avec les régions ignées de l'intérieur, d'où sortirent les masses énormes de laves de l'Anahuac, et celles de toute la zone

de contact, qui était, elle aussi, brisée et affaiblie; c'est-à-dire La Sierra Madre Occidental.

Les mouvements en bloc, les accidents stratigraphiques compliqués et, enfin, les progrès inégaux de l'érosion sont les causes des aspects si divers, que présentent les affleurements archaïques du Mexique, et qui rendent leur corrélation si difficile. Malgré tous les efforts, ces aires sont, actuellement encore, considérées par convenance comme indépendantes; et il en sera ainsi jusqu'à ce que les recherches soient poussées un peu plus loin. Il sera, cependant, fort difficile d'arriver à une solution claire du problème de la corrélation, et cela pour deux raisons: en premier lieu, parce que l'étude pétrographique de leurs parties constituantes, comme critérium du groupement des séries, a été insuffisante, en général, et, ensuite, parce que l'étude stratigraphique est, souvent, rendue obscure par suite de la superposition fréquente de roches beaucoup plus jeunes discordantes.

Malgré tout, il nous semble que les aires archaïques de l'intérieur du pays occupent un niveau stratigraphique supérieur à celui des affleurements de la côte, non seulement à cause d'une certaine inclinaison générale des séries vers l'intérieur, mais aussi parce que l'on commence à rencontrer, ici, certains groupes de schistes peu épais, d'origine sédimentaire indiscutable, et concordant avec les schistes cristallins.

Dans toute la bande archaïque méridionale, la roche prédominante est le gneiss, qui a, par places, en Guerrero et en Oaxaca, un support qui descend jusque dans les profondeurs de la mer: ce support est un granite alcalin, qui s'étend au dessous du granite gneissique, et qui semble se trouver à la base de toute la formation; mais il se confond facilement avec les innombrables massifs,

intrusifs, dont quelques-uns sont fort anciens, qui s'élèvent à de grandes hauteurs, le long des sierras côtières, dépouillées par érosion de leur couverture de gneiss, mais conservant encore, par place, des traces du granite gneissique formé aux contacts.

Dans la Sierra Madre de Chiapas, à Tehuantepec et dans d'autres endroits d'Oaxaca, existent un grand nombre d'affleurements de granite intrusif; et, en Guerrero, une grande partie des flancs de la Sierra Madre est composée de granite et de diorite intrusifs, formant de larges épines, des cordons et des dômes isolés, qui s'élèvent à plus de mille mètres au-dessus du niveau de la mer, —tandis que le granite alcalin perthitique de la base du gneiss se retrouve dispersé et dénudé, dans les collines basses du littoral.

Pour considérer comme archaïques les aires métamorphiques du Mexique, dont nous avons parlé dans notre note,[1] nous avons fait valoir cette circonstance que le gneiss domine les autres roches schisteuses et que, dans une épaisseur considérable, manquent des roches, dont l'origine sédimentaire pourrait être regardée comme ne présentant aucun doute. Des sédiments anciens,—paléozoïques, par exemple—, semblent manquer entièrement, ou, s'ils existent, ils couvrent des étendues insignifiantes. Peut-être, la généralisation de l'idée que l'âge des roches métamorphiques du Mexique doit être si reculé nous obligera-t-elle, quelque jour, à la suite de nouvelles recherches, à réduire un peu le nombre des affleurements considérés actuellement comme archaïques. On comprend que nous en avons déjà exclu quelques series de schistes cristallins métamorphiques qui parais-

1 Op. cit.

sent être, plutôt, rattachés à des sédiments plus modernes.

D'une manière générale, on peut dire que, dans les parties bases de l'archaïque mexicain, domine le gneiss à biotite peu schisteux, intercalé, parfois, de gneiss à mica blanc et de groupes peu épais de gneiss à amphibole et de gneiss à pyroxème,—sans que ces deux derniers types de gneiss occupent une position bien définie, au milieu des autres. A mesure que l'on remonte dans les séries, le gneiss à biotite est suivi de groupes importants de schistes verts chloriteux et de micaschistes, qui forment, avec le gneiss à biotite, un ensemble puissant, en particulier dans la région moyenne de l'Etat de Guerrero, non loin d'Acapulco, et un autre aussi, très semblable, dans l'Isthme de Tehuantepec. Nous rappellerons que le granite alcalin et le granite gneissique se trouvent dans ces régions, sous le gneiss à biotite.

Les lambeaux des roches cristallines archaïques du Pacifique ont été coupés, à diverses époques, par des systèmes de filons de quartz, de pegmatites contenant quelquefois du grenat ou de la tourmaline, de roches vertes lamprophyriques (porphyrites, Kersantites, etc.), sans parler des massifs intrusifs d'épaisseur considérable. Les différents âges de ces filons et de ces masses intrusives, par rapport au gneiss, sont clairemente reconnaissables. C'est un fait bien caractéristique de tous les affleurements de la côte meridionale du Mexique. Quant aux aires des schistes cristallins de l'intérieur du pays,—celles, par exemple, de l'Etat de Puebla, de Las Mixtecas et de la vallée d'Oaxaca—, leur aspect est absolument différent, parce que les schistes y ont une couleur plus sombre, s'exfolient plus facilement, les strates se multiplient et laissent mieux voir les plissements, failles et

ondulations qu'elles ont subis. Cette partie du terrain archaïque ressemble à la partie supérieure du Laurentien de l'Amérique du Nord. En effet, elle présente la même subdivision des couches qui composent les séries; en outre, les nombreux filons qui les traversent et, probablement aussi, les masses intrusives, ont subi un tel métamorphisme dynamique qu'elles sont entièrement refondues ou intercalées dans le gneiss, qu'elles ont transformé en une roche schisteuse granulitique, très caractéristique, que nous pourrions nommer, d'ailleurs notre "gneiss rouge."

C'est seulement par hazard que se découvrent les pegmatites originales des filons qui traversent le gneiss. à côté d'autres filons de roches vertes, plus jeunes et, par suite, plus clairs, et individualisés, bien que brisés et disloqués. Tout cela montre bien que l'archaïque, dans ces régions, a passé par de nombreuses vicissitudes, qui compliquent énormément l'étude de la superposition des séries et amène à découvrir que les affleurements archaïques se composent, parfois, de blocs, dont les lignes des failles, pas bien reconnaissables, ont disparu, sous l'action de puissants efforts tectoniques postérieurs. Le métamorphisme résultant des mouvements tectoniques, qui tendent à faire disparaître les filons et les masses intrusives en les faisant confondre avec le gneiss original, est un caractère, qui semble propre à notre archaïque supérieur et pourrait bien être comparé à celui que montrent d'autres aires importantes du globe, comme par exemple le cap de Wratte, en Ecosse, le Morvan, la vallée de Reyran, la Saxe, et., ou les régions archaïques de l'Ouest du Canada et des Etats-Unis, avec lesquelles on pourra faire, un jour, une comparaison fructueuse. Une visite au cañón de Tomellín nous donnera

une bonne idée: des aspects différents, que présente le gneiss de l'Archaïque de l'intérieur du Mexique; des mouvements qu'il a subis; et, avec ces mouvements, des modifications qui en sont résultées; de la présence de filons plus jeunes, et des coins et des lentilles de calcaires métamorphiques, avec minéraux cristallisés (cipolins), asociés aux schistes cristallins.

Le profil ci-joint indique les principales caractéristiques stratigraphiques de ses roches archaïques, qui sont à découvert sur presque toute la longueur, du cañon. Quelques mots sur la physionomie topographique de la région à visiter sont indispensables.

APERÇU TOPOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE.

Le Cañón de Tomellín est une des coupures profondes qu'a ouvertes l'érosion dans la grande masse montagneuse qui sépare les vallées de Tehuacán et d'Oaxaca. Ce nœud fait partie de la ligne continentale de partage des eaux et est le point d'attache des montagnes de La Mixteca avec le tronc de la Sierra Madre Oriental. Cette dernière, bien individualisée, et orientée N.S. limite à l'Est la vallée de Tehuacán, qui prend naissance sur le Plateau Central lui-même, sans interposition de hautes montagnes, et sans descente abrupte. La vallée de Tehuacán s'étend donc comme un vaste plan incliné, allongé du N. au S. sur une distance de plus de 150 km., et encaissé entre La Sierra de Zongolica,—ou Sierra Madre Oriental—,et des sierras, de direction mal définie; ces dernières, peu élevées d'abord, délimitent la vallée de Puebla; puis, plus au Sud, s'élèvent davantage et séparent le réseau du Río de Quiotepec c'est-à-dire le Papaloápam du système du Río Atoyac, origine de la rivière de las Balsas.

La Sierra Madre Oriental a dû être coupée, presque transversalement, par un cañon long, tortueux et profond, pour que pût se produire l'écoulement de cette rivière vers le golfe du Mexique, et que réunisse les eaux de la vallée de Tehuacán, des eaux d'une partie de Las Mixtecas, et des eaux du versant septentrional de la Sierra de Ixtlán, dont les principales artères se ramassent dans les environs du village de Quiotepec à une hauteur qui ne dépasse pas 530 m., au dessus du niveau de la mer. Le point principal de convergence étant très bas, l'érosion a, forcément, dû faire une coupure de plus de 1,500 m. de profondeur,—puisque La Sierra Madre Oriental s'élève, ici, à des altitudes de 2,000 m.

Avant le point où le ruisseau de Tehuacán se déverse dans la rivière de Quiotepec, la vallée s'est beaucoup rétrécie, a perdu sa physionomie normale, et, par suite d'un changement dans la nature géologique du sol, s'est convertie en un cañon, limité par des collines de peu de hauteur, qui servent de contreforts à des montagnes très élevées. Et le voyageur, de suite après avoir passé la Station de Venta Salada, sur le chemin de fer Mexicano del Sur, verra les accidents topographiques variés du chaud et torteux cañon de Tecomavaca, qu'il suivra jusqu'à ce qu'il atteigne, près de Cuicatlán, le cañon, plus escarpé et plus profond, de Quiotepec, qui est la coupure principale.

La simplicité morphologique que présente, sur tout son parcours, la vallée de Tehuacán, est dûe entre autres causes à l'absence de matériaux volcaniques. Cela a donné aussi des facilités pour interpréter les vraies origines de la formation du Plateau Central que les études de Heilprin et Aguilera ont contribué à élucider. De la même manière aussi, sur les sierras marginales de cette val-

lée, on a pu suivre les accidents tectoniques qui ont affecté les roches mésozoïques, prédominantes dans la partie supérieure de ces montagnes. Mais, vers le Sud de la vallée, la constitution géologiques se complique, par l'apparition de sédiments, plus jeunes, et d'une grande puissance: les grès et conglomérats rouges, qui formèrent, autrefois, une vaste couverture, subdivisée, aujourd-hui, en blocs, tant par l'érosion que par des forces tectoniques, à en juger par la faible, mais variable inclinaison de chacun de ces blocs. Dans la constitution de ces grès et de ces conglomérats, entrent principalement, les cailloux roulés des calcaires, des schistes et des grès crétacés; dans certains endroits, les cailloux de la formation archaïque, et, partout, ceux des roches volcaniques qui apparurent vers le commencement et le milieu du Tertiaire. Cet ensemble puissant peut comprendre tout le Neocène. La nature des couches indique bien le régime des eaux qui les ont produites, et, en même temps, le peu d'étendue de leurs bassins, ainsi que l'élévation et la pente de leurs bords.

Si nous considérons la hauteur à laquelle se rencontrent les couches supérieures et l'épaisseur totale des séries, si nous tenons compte aussi de ce fait que, à l'époque de leur formation, les mouvements tectoniques n'étaient déjà plus si intenses, nous aurons une idée de l'énorme dénudation des cimes marginales des bassins tertiaires. On voit encore, en face de la vallée de Tehuacán, de hautes parois, rouges, de grès et de conglomérats, adossées au flanc occidental archaïque de La Sierra de Zongolica; elles font partie d'une vaste ceinture, dont le point de départ E. est ici même, en face de la vallée; elle s'étend, au S., jusqu'au flancs de la Sierra de Ixtlán; puis, à l'W., jusqu'au montagnes de Las Mixte-

cas. C'est cette ceinture que nous traversons, en descendant par le cañon de Tecomavaca, qui a creusé son lit jusqu'aux couches inférieures de cet importante partie de notre Tertiaire.

Il n'est pas douteux que la profusion avec laquelle ces groupes de grès et de conglomérats sont disséminés dans le Sud du pays, et le peu de résistence relative qu'ils présentent à l'énergie érosive, a rendu possible le drainage de certaines régions et contribué à engendrer l'aspect excessivement compliqué de cette partie du pays. Il est intéressant de noter que, jusqu'à la fin de la période Tertiaire, tout le Mexique tendait à un aplanissement: Les lacs du Nord remplissaient leurs bassins; ceux du Sud nivelaient, avec des matériaux arrachés à leurs bords, les fosses profondes formées par les plissements; et, au centre, les plateaux et les cañons se couvraient de matériaux volcaniques cinéritiques. Ici seulement, à mesure que les plis se remplissaient, les pics de nos volcans continuaient à s'élever. Les tufs, d'une part, et, de l'autre, les conglomérats et les grès en sont les preuves évidentes; ces derniers occupent des régions étendues, dans le Sud du Mexique, dont nous citerons, seulement, en passant, quelques-unes des plus importantes: celle qui s'étend de Chilpancingo à Chilapa; celle d'Ajuchitlán, qu'a profondément creusée le Río de las Balsas; celle de l'Est de l'Etat de Michoacán; celle du Sud de Jalisco, etc.

Nous abandonnons le Río de Tehuacán, dans la partie basse du cañon de Tecomavaca, pour aborder le flanc, proprement dit, du groupe montagneux que nous avons déjà mentionné, et dont nous devons faire la montée, par le cañon qui commence à se resserrer, à la Station de Tomellín, à 660 m. au dessus du niveau de la mer.

Ce cañon s'est ouvert dans les roches archaïques, qui forment le soubassement général de la Sierra de Ixtlán, de la vallée d'Oaxaca, et de Las Sierras de Las Mixtecas. Les mêmes roches s'étendent jusqu'à la côte du Pacifique, en passant par Ejutla, Miahuatlán et Pochutla. C'est à la profondeur qu'atteignent les cañons, dans la région de Tomellín, qu'est dûe la possibilité d'étudier, sur une épaisseur considérable, les schistes cristallins et de nous rendre compte de leurs accidents tectoniques. Toutes les cimes des Sierras de l'intérieur, dans l'Oaxaca, sont recouvertes de roches plus jeunes, et, dans la région qui nous occupe, ces roches sont principalement, des calcaires crétacés. Pour suivre bien l'archaïque, nous ne devons donc pas nous éloigner beaucoup du lit des cañons de cette région, qui sont tortueux, étroits, à parois fortement inclinées. Le cañon de Tomellín est le type de tous les sillons profonds, creusés dans l'Archaïque, par l'érosion, à ramifications latérales courtes, à talus abrupts, et finissant brusquement, contre des blocs calcaires, ou de schistes calcaires crétacés, dominant, de 1,000 m., ces précipices brûlants et sauvages. A chaque instant, en levant les yeux, on aperçoit les sommets, avec leurs bancs de calcaires. La compagnie du Chemin de fer Mexicano del Sur a dû accomplir des travaux gigantesques d'excavation et de défense pour pouvoir étendre son tracé dans le fond du Cañón de Tomellín et se rendre maîtresse de la pente de la Sierra. Dans un trajet de 66 kilom., la montée est de 1,250 m.

Des travaux tout aussi importants ont été effectués pour ouvrir le chemin charretier d'Oaxaca, dans un cañon, à l'Est, et peu distant de celui de Tomellín. Le point culminant de ce dernier, Las Sedas, est sur la crête que forme le groupe montagneux et qui fait partie

de la ligne continentale de partage des eaux, à une altitude de 1,920 m. L'archaïque se rencontre presque jusqu'au commencement du cañon, disparaît brusquement sur les hauteurs de Las Sedas, pour reparaître sur le versant opposé, dès la naissance de la vallée d'Oaxaca. Les roches archaïques atteignent, en face de la vallée de Tehuacán, et des deux côtés de celle d'Oaxaca, des altitudes de 1,900 m.; ce sont probablement les affleurements les plus élevés de ces roches, au Mexique.

Les chaînes qui convergeaient le long de la crête continentale ayant repris leur indépendance, l'espace qui s'étend entre elles prend la forme d'une vallée longitudinale, étroite d'abord, près du massif montagneux, et parsemée de collines de roches archaïques; puis, plus large, au Sud, et bordée de barrières très élevées. Ces barrières sont: le prolongement de la Sierra de las Mixtecas, à l'Ouest; et la Sierra de Ixtlán, ou de Juárez, à l'Est. La première est unie à La Sierra Madre del Sur par l'intermédiaire de La Sierra de Zimatlán; et la seconde, après avoir formé un coude, dont l'angle est constitué par El Cerro de San Felipe, se dirige vers l'Est et va se réunir avec le système montagneux qui semble s'éteindre dans l'Isthme de Tehuantepec. La Ville de Oaxaca est située presque au pied de la montagne, déjà citée, de San Felipe, et près de la jonction de la rivière de Oaxaca, qui suit la vallée principale, avec un de ses tributaires importants, le ruisseau de Tlacolula, qui naît dans les hauteurs dominant la Sierra de Ixtlán, au delà des célèbres ruines de Mitla. Près de la Ville d'Oaxaca, la vallée principale est rétrécie par les Cerros de Monte Albán, qui s'élèvent au milieu; puis, au Sud, elle s'élargit et descend, en plan incliné. La rivière arrose les terres d'Ocotlán et d'Ejutla, avant de s'engouffrer dans les

profondeurs des gorges de La Sierra Madre del Sur, et de se rendre, sous le nom de Río Verde, dans le Pacifique, entre Jamiltepec et Juquila.

Une frange rougeâtre, qui va presque jusqu'au sommet des montagnes bordant la vallée d'Oaxaca, marque la hauteur des roches archaïques; au dessus de ces dernières, les schistes et les calcaires crétacés, ou les roches volcaniques, modifient un peu les caractères morphologiques de ces Sierras. Les andésites vertes abondent dans la Sierra de Ixtlán et se montrent, à nu, sur ses flancs, au dessus de la vallée de Tlacolula. Outre d'autres sédiments, plus récents, qui apparaissent dans Las Sedas, des tufs rhyolitiques s'étendent dans la vallée d'Oaxaca, et apparaissent clairement comme des restes de coulées, dans les collines d'Etla et sur le chemin de Tlacolula à Mitla. A ces tufs ont servi de base les schistes cristallins ou les conglomérats qui se montrent encore dans les montagnes immédiatement voisines de la Ville d'Oaxaca. L'archaïque des Cerros de Monte Albán est couronné par un lambeau, déjà bien aminci, de calcaires et schistes du crétacé supérieur.

LE CAÑÓN DE TOMELLÍN.

Les gneiss et les pegmatites.—Les énormes travaux d'excavation qu'on a été obligé de faire pour faire passer la voie ferrée quelques mètres au dessus du ruisseau encaissé du cañon, nous permettront de suivre, dans des conditions exceptionellement favorables, la puissante série des roches cristallines, étendues presque dès l'embouchure jusqu'au sommet du cañon, sans autre interruption qu'un gros massif intrusif et un petit lambeau de calcaires argileux.

En dépit de la grande uniformité apparente des roches gneissiques et de la répétition constante des matériaux, semblables au point de vue minéralogique et structural, ce qui attire immédiatement l'attention c'est la schistosité très variable des groupes différents de gneiss. Nous voyons par exemple, au commencement de l'ascension, du gneiss et du gneiss granitoïde, en bancs très-épais, faiblement ondulés, et avec une inclinaison générale peu différente de celle du cañon; plus haut les bancs deviennent plus minces, en même temps que les roches, sont plus altérées et prennent cette couleur brun chocolat de la roche pourrie, caractéristique de beaucoup de régions archaïques et métamorphiques. De nouveau, nous trouvons les bancs épais, quoique moins clairs, et les bandes minces, sans que ces alternances puissent marquer des horizons, tellement elles sont peu constantes.

On remarque, à première vue, sur notre profil, que tout l'ensemble des schistes cristallins du cañon suit une pente générale, soit vers le nord, soit vers le nordouest, qui ressort aussi aux endroits où s'observent des ondulations multiples, parfois très régulières, dans de hautes parois presqu'à pic, que nous rencontrons plusieurs fois. Ici des roches très altérées, à couleur très sombre, sont intercalées de bandes claires ou blanches dont le contraste, vu de loin, devient très clair, malgré les ondulations et bien d'autres accidents.

Si, dans des parties, d'ailleurs très longues, du cañon, par suite de la faible inclinaison des bandes, nous ne suivons à-peu-près que les mêmes bancs, il se présente, souvent, des cas où ils sont fortement penchés, ce qui nous permet d'apprécier l'épaisseur très considérable de l'ensemble. Nous ne voudrions pas aventurer de chiffre relativement à cette épaisseur; mais dans le tiers supé-

rieur du cañon, la série, inclinée uniformément entre 40° et 50°, environ nous permet d'estimer la puissance à plusieurs milliers de mètres.

Sauf aux endroits, ou le gneiss, très-massif, pauvre en minéraux coloriés maintient la continuité de ses bancs, il se montre divisé par des cassures dans tous les sens, dont les progrès de l'altération font résoudre les roches en petits morceaux parallèlipédiques dont les éboulements menacent, surtout au temps de fortes pluies, la voie ferrée.

En conséquence de ce morcellement et de l'altération, que dissimule, bien souvent, l'allure apparente du gneiss, il n'est pas toujours possible de distinguer aisement les plans, très-accidentés, de la schistosité, pas même les changements de composition et de structure des différents types de gneiss. Le pasage de l'un à l'autre de ces types se fait, presque insensiblement; d'autres fois, il se fait subitement comme si les deux roches en contact étaient d'âges différents. Comme le premier cas est le plus commun, il, en résulte que tout l'ensemble cristallin paraît être une unité modifiée par les altérations et, mieux encore, par les mouvements tectoniques et les phénomènes de métamorphisme qui en sont la conséquence.

Mais l'examen attentif de certaines parties de ce vrai complexus cristallin révèle,— surtout quand il y a de brusques mouvements des plans de schistosité—, que des déplacements importants ont eu lieu, suivant des fractures, à peine reconnaisables, à cause de la compression énorme que les parties ainsi déplacées doivent avoir supportée.

Pourtant les bandes schisteuses, ondulées doucement et presque régulièrement, montrent, à la rencontre d'un plan de faille, un violent changement d'inclinaison. D'un

côté, les couches se dressent, tandis que, de l'autre elles s'enfoncent, ou bien les deux parties montent ou s'abaissent, rappelant de petit plis comprimés. D'autant plus qu'il y a aussi des failles sans ces accidents brusques, mais avec des dislocations accusées par différentes inclinaiscns et que nous voyons espacées le long du cañon, à quelques kilomètres de distance les unes des autres, il faut alors penser que l'ensemble est réellement composé de plusieurs grands blocs, très-comprimés, par suite des mouvements répétés, probablement de tous les âges. Le métamorphisme avançant à chaque période de mouvement, en même temps que les actions mécaniques, il en résulterait des modifications dans la schistosité, des changements profonds de composition, causés par l'assimilation des vieilles masses intrusives, et des nombreux filons granitiques, ce qui est la caractéristique, la plus saillante, peut-être, de l'archaïque du cañon de Tomelín.

Nous avons déjà fait ressortir l'importance que, dans les roches de cette région, a le gneiss pegmatoïde, ou une granulite, à felsdpath rose ou rouge, qui se rencontre partout, comme de grandes masses schisteuses, comme de gros rubans intercalés dans d'autres types du gneiss, cu comme des lentilles. Ces rubans sont, probablement, de vieux filons de pegmatite dissous dans le gneiss puisque nous pouvons encore distinguer, entre la structure du gneiss et celle du filon, tous les degrés. Des fragments de filons de pegmatite coupent, dans tous les sens, les bandes gneissiques, qui peuvent être vues dans maintes places (voir notre profil) ; et les cas ne sont pas très rares où le cœur d'un filon reste seul individualisé, les bords se fondant, peu à peu, dans le gneiss; nous avons vu aussi des filons ramifiés, à partir d'un tronc commun, se pénétrer et se fondre dans le gneiss leur contour rappe-

lant beaucoup celui d'un arbre touffu. Nous n'avons cité l'exemple du gneiss rose et de la granulite rose que pour indiquer ce qu'il y a de plus facile à saisir dans le terrain, car d'autres filons de pegmatites, grises ou verdâtres, ont subi de semblables changements.

Ce serait pour nous une longue tâche de vouloir donner, dans cette notice, le tableau complet des aspects, très variés, de la structure du gneiss, des associations minérales et des modificactions rapportées au métamorphisme. Celà nous entraînerait aux complications d'une monographie de la vaste région explorée, et, en même temps, du cañon de Tomellín. Voyons ce que nous pouvons tirer d'un aperçu rapide de ces divers sujets.

Pour certaines espèces de gneiss (gneiss rose, gneiss gris, gneiss blanc), qui sont plus ou moins en conexion, ou participent plus ou moins des caractères des intrusions, c'est à dire de ce que l'on appelle la pegmatisation, nous remarquerons la pauvreté en minéraux coloriés (mica, pyroxène ou amphibole), dont-il y a à peine assez pour engendrer macroscopiquement la structure gneissique. Le mica biotite et, souvent, la muscovite altérée prédominent sur le pyroxène ou l'amphibole. Des plaques de ces gneiss contiennent une assez grande quantité de biotite pour marquer des lignes obscures dans la masse claire du gneiss. Des nids de mica ,en lames quelques fois grandes, se trouvent aux plans de séparation du gneiss.

Des alignements de coins de quartz intercalés dans les feldspaths suivent aussi les plans de la schistosité, qui peut ainsi être reconnue microscopiquement, surtout quand le grain des roches n'est pas trop grossier, car ces gneiss pegmatoïdes sont, parfois, composés de gros cristaux de feldspath, qui atteignent quelques centimètres de longueur. D'autres fois les gneiss ont le grain fin,

saccharoïde, de la granulite, ou les agrégats granulitiques servent de ciment à des rubans, des lacunes, ou des lentilles de grands plages de quartz et de feldspath. Par des graduations de cette espèce, le gneiss se transforme en augengneiss, en gneiss dechiré et encore en roches qui ont l'aspect de brèches.

Dans quelques endroits du cañon, de la masse, très cassée et altérée du gneiss rose, nous avons séparé de petites boules et des lentilles de gneiss. On comprend clairement, par ces, faits combien a dû se développer dans ces roches la structure cataclastique, que l'on n'est pas surpris de rencontrer, à chaque instant, dans les plaques minces. A part des torsions, et des craquements trouvés dans les cristaux, etc., résultant des actions dynamiques, il faudrait citer la perthitisation, assez constante dans ces roches pour devenir un fait général. Entre de rares plages d'oligoclase, d'albite, de microcline, de quartz, apparaisent, en grand nombre, des sections d'orthose avec ses fines trainées régulières d'albite. D'autre part, dans la mosaique des granulites, se voient des plages de micropegmatite ou de petits cristaux d'un joli grenat rose. Le teinte claire ou nuageuse des préparations est souvent tachée de grains opaques de fer et de lames brillantes, par réflexion, de graphite qui ne manquent jamais dans les gneiss d'Oaxaca, quoique il y soient en quantités très variables. Des veines et des masses de graphite ont été aussi rencontrées. Le graphite ne manque pas de se présenter dans de vraies pegmatites, aussi bien que dans les cipolins, dont nous parlerons ci-après.

La sphène, le zircon, l'apatite, la tourmaline, très rarement la cordiérite, sont des espèces à citer comme accessoires, soit dans les gneiss réguliers, soit dans ceux qui sont pegmatisés, et la présence simultanée de la bio-

tite avec la muscovite, du premier de ces minéraux, avec de l'augite, d'une pyroxène rhombique, de l'uralite, de l'amphibole ou du graphite avec les composants obligés: orthose et quartz, donnent tant de variétés de gneiss que, étudiées d'ailleurs au point de vue de la structure, il en résulterait un ensemble d'importance considérable. Pour nous mettre à l'abri d'une discussion sur ces faits, qui nous aménerait très loin, nous ne citerons ici que les types les plus faciles à distinguer à première vue: A part le gneiss rose, caractérisé par la couleur prédominante de ses feldspaths, il y a des pegmatites et des gneiss de couleur grise, verte ou blanche, à grain fin ou composé de grosses plages de feldspath, et du quartz aligné, intercalé d'une matière verdâtre chloritique, produit de la décomposition. Des bandes de gneiss gris passent par transitions au gneiss rose pegmatique, de telle façon que celui-ci s'entremèle au gneiss commun à biotite, c'est-à-dire que le procédé de sa formation à dû être le même. Il paraît, comme partout, que la matière des filons est montée dans un état de fusion ignée-aqueuse, qui par sa fluidité aura permis l'injection jusqu'aux endroits les plus éloignés du point de départ et suivant, parfois, les plans de la schistosité des roches. En suivant ces idées, si bien discutées par Van Hise,[1] il faudrait admettre aussi que certaines zones pegmatisées, très larges, pourraient appartenir directement aux masses intrusives.

Deux autres types de gneiss nous restent à considérer: celui où le quartz manque presque complètement (gneiss dioritique); et un gneiss, très répandu, peu altéré, avec du graphite en abondance et de la pyroxène soit mono-

1 A treatise on Metamorphism.—Monograph XLVII. U. S. Geol. Survey. 1904.

clinique, soit de l'hyperstène. Le premier, composé d'oligoclase, hornblende et biotite, n'est pas très abondant et ses bandes ne sont pas de forte épaisseur. Le gneiss pyroxénique, au contraire, forme des bandes très épaisses et répétées, et agit, parfois comme de la roche servant à garder les bandes de gneiss de biotite, de gneiss pegmatisé et de pegmatites. Il se reconnaît à sa couleur vert jaunâtre, à sa fraicheur, sa dureté et sa compacité, et, souvent, à son peu d'exfoliation. Des lames de graphite lui donnent, parfois, une couleur très sombre.

Des filons, parfaitement recconnaissables, de roches, autres que les pegmatites, ne sont pas très abondants. mais ils sont aussi très morcelés par des actions tectoniques et ils paraissent être d'un âge très reculé. Ce qui se passe avec les filons des roches se vérifie, d'une façon semblable, avec les filons de quartz contenant de l'or. Des gisements de cette classe ont été l'objet de petites exploitations, dont le succés a été, souvent, arrêté par la disparition brusque des filons. Des rejets nombreux rendent les recherches compliquées. Des travaux de prospection ont été faits dans le cañon de Tomellín, près de Parián, de Sta. Catarina et dans bien d'autres endroits, au coin des montagnes environnantes.

Les cipolins.—Dans une partie très vaste de l'archaïque de l'état de Oaxaca, on trouve de nombreuses masses irrégulières, et des lentilles d'un calcaire métamorphique, contenant divers minéraux cristallisés et qui ressemblent aux roches connues sous le nom de Cipolin (calciphyre). Comme partout, l'origine de ces calcaires ne peut pas se découvrir facilement; mais leur indépendance, par rapport au gneiss, en ce qui concerne leur âge, devient manifeste parce qu'ils ne suivent pas les plans de schistosi-

té. En effet ils coupent, dans toutes les positions, les bandes du gneiss avec des inclinaisons souvent très fortes.

Le maximum d'épaisseur du cipolin peut atteindre une centaine de mètres; mais des rétrécissements rapides rendent les masses très irrégulières. La forme individuelle d'une masse ne peut pas se voir aisément, à cause des nombreuses dislocations toutes les fois qu'elles ont souffert des accidents provenant des mouvements du complexus cristallin. Mais, si le cipolin est vraiment de formation postérieure au gneiss, il est d'un âge assez reculé pour avoir participé à certaines actions métamorphiques très-anciennes; il doit avoir existé avant que les schistes cristallins aient été coupés par des filons, de la seconde classe susmentionnée. Nous nous arrêterons pour examiner un bel exemple d'une des masses de cipolin, disloquées par un filon (kil. 318 du chemin de fer).

Les gros lambeaux de cipolin sont souvent divisés en dalles allongées et fort inclinées, comme les mases mêmes, très rarement correspondant aux bandes de gneiss dont la schistosité s'arrête au contact, sans subir aucune modification. Quand il y a des glissements, on reconnaît une petite zone de friction, composée de gneiss altéré et, bien souvent, decomposé en produits argileux et serpentineux. Le cipolin se fait remarquer immédiatement par le contraste de sa couleur claire, sur la teinte brun foncé du gneiss. Les calcaires sont complètement transformés en marbre grossier à cause des dimensions des surfaces de clivage. Les minéraux qu'ils renferment sont toujours bien cristallisés, parsemés en gros individus isolés, excepté la biotite, qui forme, souvent, des aglomérations de piles de grandes paillettes. Une distribution plus régulière d'une biotite dorée rappelle les cipolins du Morvan. Les minéraux inclus dans les

cipolins sont nombreux: deux ou trois coexistent. Nous nous contenterons de citer: le quartz gris ou couleur de fumée en cristaux bipyramidés: le grenat vert jaunâtre et, surtout, rose, très semblable à celui des pegmatites, en aglomération de petits cristaux; on voit aussi l'idocrase, la diallage, la bronzite, la trémolite, l'hornblende, etc.

Il faut faire une mention spéciale du graphite, qui se trouve presque toujours dans ces belles masses de calcaires, qui, semées de points et de bandes coloriés de silicates, donnent de si jolis contrastes dans les surfaces polies.

La masse intrusive du Venado.—Dans les soixante kilomètres de longueur du cañon de Tomellín, nous ne trouvons qu'un seul massif intrusif important, situé non loin de la station d'Almoloya, sous forme d'une double gibbosité affleurant, sur une étendue d'un peu plus de trois kilomètres. Il est à regretter que l'on ne puisse donner, ici, en détails, l'étude de ce massif, qui peut se suivre par les travaux d'excavation de la route, dans des conditions très favorables. Il faut considérer, d'abord, l'influence du massif sur le gneiss, puis les modifications de la roche même de l'intrusion. Ce qui est particulièrement instructif c'est que les deux parties en contact, le gneiss et le granite, ne semblent pas occuper dans tout le parcours leur position primitive et que la pegmatisation du gneiss, souvent très avancée au voisinage du contact, ne se voit pas en relation directement avec la masse intrusive, sauf dans quelque places où des ramifications rayonnantes, de faible étendue, pourraient être de véritables injections directes. Ordinairement les bandes du gneiss pegmatisé viennent s'arrêter brusquement contre le granite; mais ici ces bandes, très brisées et morcelées,

sont devenues très altérées dans une zone considérable autour de l'intrusion. Ce morcellement explique facilement la différente allure des petits blocs de gneiss en face du granite.

Le granite à biotite et à hornblende, qui est le type fondamental de la grande masse, offre des variations relativement importantes, se rapportant à la quantité de silice libre, à l'abondance des minéraux coloriés, et à la dimension du grain, changements très communs dans toutes les grandes masses de roches; mais ce qui nous intéresse le plus est la transformation, presque insensible, du granite, vers la surface du stock, en une espèce de pegmatite à grands cristaux, qui devient gneissique aussi, par l'orientation du quartz et du feldspath, et qui est très pauvre en minéraux ferromagnésiens. Puis, tout près de cette modification, on voit le même granite devenir porphiroïde et, en dernier lieu, se comporter comme une brèche, composée à la fois de morceaux de granite, et de morceaux de roches décomposées, probablement de gneiss, le tout cimenté par une masse holocristalline de quartz et de feldspath à grain fin.

Toutes ces modificactions, nous le répétons, se rencontrent aux bords du massif, sans régularité bien marquée. Pour observer ces changements, il faut se placer à la limite supérieure du massif, à la sortie du tunel, au kilomètre 372 du chemin de fer. Le bord inférieur vers le kilomètre 369 est, à ce point de vue, moins intéressant. Le trajet entre ces deux points extrêmes vaudrait la peine d'être suivi à pied pour saisir les changements de structure du granite, et pour remarquer les veines de ségrégation de pegmatite, et des masses, qui ont l'apparence de vrais filons, dont la couleur et la nature sont d'une similarité surprenante avec celles du gneiss pegmatisé

et avec les injections dans le gneiss, phénomène qui ferait supposer, la stricte dépendance entre les intrusions et la masse granitique principale, comme on l'a observé dans bien d'autres localités archaïques et métamorphiques de l'Amérique.

Nous avons déjà indiqué que les schistes cristallins archaïques étendus le long du Cañon de Tomellín se trouvent aussi au fond de la grande vallée d'Oaxaca, constituant la plupart de ses sierras limitrofes.

La présence de quelques minces groupes de bandes de quartzite concordantes et intercalées dans les gneiss nous amène à supposer que le groupe gneissique de cette vallée d'Oaxaca occupe un niveau supérieur dans l'ensemble métamorphique. En suivant la descente du chemin de fer de las Sedas vers Huitzo, le long des contreforts, du noyau montagneux continental, on peut se faire une idée de l'aspect du terrain archaïque de toute la vallée d'Oaxaca, du gneiss un peu plus clair et des filons de pegmatite. Les bandes de quartzite logées dans le gneiss, se trouvent au km. 327 pas loin d'une petite intrusion de granite.

Autres roches du cañon de Tomellín.—Qu'il nous soit permis maintenant d'indiquer les roches que nous trouverons au cañon de Tomellín, autres que les schistes cristallins pour compléter notre profil. Avant de parler des grès et conglomérats rouges supportés par des grès et conglomérats verts appartenant à la base de la grosse formation Neocène de la vallée de Tehuacán et du cañon de Tecomavaca, il faudrait avoir commencé, en suivant la montée du profond cañon, par citer un groupe puissant de calcaires, de grès et schistes argileux, inclinés tous vers le nord, mais fortement plissés et fracturés, qui se laissent voir dans les hautes parois à pic du ca-

ñon, entre les km. 261 et 266 du chemin de fer. Ces roches ont été rapportées à la base du Crétacé moyen, plus développé aux environs de Tehuacán, où elles se voient surmontées comme ici près de sommets des montagnes par des calcaires en grosses couches. Aux schistes argileux succédent, des grès qu'on trouve aussi dans la vallée d'Oaxaca en petits lambeaux amincis par érosion. Les schistes cristallins des Cerros de Monte-Albán par exemple sont couverts par de minces croutes de ces grès dont sont bâtis les vieux monuments tzapotèques élevés sur leurs sommets. Entre les stations de Parián et de Las Sedas un autre lambeau de calcaires, non moins plissés et du même âge que ceux de l'entrée du cañon, peut être vu (km. 310 à 312).

Mais ce qui introduit le plus de complications pour saisir la complète structure géologique du cañon, en tenant compte des changements subis par les roches hors de leur position originelle, est la présence de plusieurs gros lits de conglomérats, autres que ceux appartenant au Neocène de Tecomavaca, les uns plus anciens, les autres beaucoup plus modernes. Les premiers sont des conglomérats formés exclusivement de grandes boules et de galets de calcaires, de grès et de morceaux arrondis de schistes, c'est-à-dire de matériaux exclusivement d'âge crétacé. Aguilera a étudié ces conglomérats d'âge miocène, qu'il a vus bien développés dans certaines régions des Mixtecas.

Les conglomérats calcaires micçéniques, en couches d'épaisseur très considérable, ont une assez large distribution à l'entrée du Cañon de Tomellín, aux sommets des montagnes, parsemés en blocs par l'érosion. De forts mouvements et de grands éboulis ont causé des superpositions anormales, faciles à expliquer par les fortes

pentes et la hauteur des montagnes environnantes, couronnées de ces conglomérats, très durs et fort cimentés.

L'autre type de conglomérats, très récent, est composé presque exclusivement des matériaux provenant de l'Archaïque, d'une couleur brun rougeâtre comme celle des roches gneissiques altérées. Ces conglomérats ne forment pas toujours des lits bien définis; il semble qu'ils ont rempli de petits bassins ou des ravins, creusés par l'érosion aux pieds des hautes montagnes gneissiques, où les matériaux des éboulements auraient produit plutôt des aglomérats de fragments incohérents, dont les morceaux n'ont subi qu'un commencement d'arrondissement. Enfin, avant que la jolie vallée de Oaxaca fût arrivée à prendre les sources de ses eaux des ravins creusés au cœur même du massif de la division continentale, les hauts bassins étaient remplis de boues, de galets de calcaires, de grès, de schistes, de gneiss et de tufs; une fois débordés, ces bassins par érosion dûrent combler et inonder les régions voisines. Des restes adhérents de cette formation Postpliocène aux flancs de l'archaïque de Las Sedas, à 1,920 m. de hauteur, nous permettront d'apprécier les changements topographiques qui ont eu lieu à une époque récente, à la naissance de la vallée d'Oaxaca.

ITINÉRAIRE DE L'EXCURSION.

Pour permettre l'étude géologique, le train s'arrêtera aux endroits suivants:

I. Près du km. 258.—Bancs épais de conglomérats de gneiss superposés aux grès et conglomérats verts dénudés, de la base du Neocène du cañon de Tecomavaca, que nous venons de traverser.

II. Entre les km. 262-263.—Partie très étroite du ca-

ñon, limité d'un côté par de hautes parois à pic, laissant voir les plis compliqués et fracturés des calcaires et les couches épaisses de grès calcaires et de schistes argileux de la base du Crétacé Moyen. L'ensemble, très accidenté et un peu disloqué, montre une inclinaison générale vers le N.E. Le tout appartient à un gros lambeau adossé à l'Archaïque et couvert par les conglomérats calcaires, dont les bancs épais couronnent les montagnes environnantes.

III. km. 266.—Premier affleurement de l'Archaïque du cañon de Tomellín, caractérisé par de larges bandes de granite gneissique, de gneiss gris et rose pegmatisé, avec intercalations de gneiss très chargé d'amphibole. L'endroit est particulièrement intéressant par la fraicheur des roches. Les bandes orientées E.W. s'enfoncent vers le Nord; puis en amont marquent des ondulations moins inclinées. Par place le granite gneissique apparaît comme une intrusion.

IV. km. 280.—Commencement du massif intrusif du Venado, passage du granit commun à biotite ou à amphibole au granit gneissique (De petites courses à pied entre les km. 280-282, pour examiner les variations dans l'allure du granit). Près du km. 282 on verra des ségrégations magmatiques ayant l'aspect de pegmatites à feldspath rose. Près des tunnels, dans la zone périphérique de la masse intrusive, le granite devient microgranite, granite gneissique; il y a aussi des brèches. Au contact avec le gneiss, à la sortie du dernier tunnel (km. 282), on verra de petites zones de friction et de nombreuses bandes de gneiss pegmatisé.

V. Près du km. 291.—Grande masse de calcaire métamorphisé (Cipolin), sous forme de coin intercalé dans le gneiss, qu'il coupe presque tranversalement. Le

cipolin est orienté N.E., penché vers le N.W. Il a une épaisseur de 60 m. environ. Ce marbre grossier contient divers minéraux, entre autres la biotite, le graphite, le grenat, une pyroxène, etc. La masse blanche, bifurquée au sommet, se détache nettement au milieu du gneiss. De l'autre côté du ravin, se dessine aussi le cipolin; mais la masse s'est amincie.

VI. Entre les kms. 304-305.—Série de gneiss schisteux avec des bandes très inclinées. L'ensemble revêt ici l'aspect ordinaire des roches cristallines de tout le cañon. On trouve de différentes variétés de gneiss; le gneiss rose pegmatisé y inclus. Grande vue du Cerro de Apasco, couronné de calcaires crétacés. La montagne s'élève à plus de 800 m. audessus du fond du cañon.

VII. Entre les kms. 300-301.—Grandes ondulations de gneiss à bandes minces, diversement coloriées, faciles à observer depuis l'autre côté du ruisseau, aux parois du cañon.

VIII. km. 318.—Masse de cipolin encaissée dans le gneiss, coupée et disloquée par un filon, de 5 m. d'épaisseur, d'une roche cataclastique rapportée à une granulite. Le rejet est à peu-près de dix mètres. Il est à observer, d'un côté, entre le cipolin et le gneiss pegmatisé, une zone argileuse et serpentineuse, produite probablement par friction.

IX. Entre les kms. 322-323.—Sommet de Las Sedas; 1,920 m. au dessus du niveau de la mer. Division continentale des eaux, naissance de la vallée de Oaxaca. Argiles, marnes et graviers postpliocéniques, en couches faiblement inclinées.

1695
HUITZO

1840
ETLA

1555
OAXACA

335 340 345 350 355 360 365

Granit

Archaïque. Gneiss

F. F. Failles

d. d. Filons

c. c. - Cipolins



VI

(EXCURSIONS DU SUD).



LES RUINES DE MITLA

PAR

E. SELER.

LES RUINES DE MITLA.

PAR M. ED. SELER.

(Avec 19 planchos et 5 figures).

Le petit village de *San Pablo de Mitla* est situé dans un coin de la grande vallée d'Oaxaca à 17° 50′ 80″ lat. boréale et 2° 38′ 47″ long. Est du méridien de México et à 1250 mètres au-dessus du niveau de la mer. La grande vallée de Oaxaca prend son origine au nord dans les parages de Huitzo (l'ancien *Uijazoo* ou *Quauhxilotitlán)* et de *San Juan del Estado;* elle s'étend dans la direction sud vers la capitale de l'Etat, l'ancien *Uaxyacac*, l'*Antequera* de l'époque coloniale et diverge dans ce dernier point; une branche suit le cours de l'eau dans la direction sud, se dirigeant vers *Cuilapa* et *Zaachilla*, l'ancienne capitale de cette région, pendant qu'une autre, tournant à gauche, remonte un affluent dans la direction est-sud-est. Après avoir passé *Santa María Tule*, village fameux par son arbre géant, on atteigne Tlacolula, chef-lieu du disctrict, dans le voisinage duquel se trouvent les ruines bien considérables d'une ancienne ville fortifiée. C'est de cette ville éloignée à sept lieues d'Oaxaca, que la route se détache qui conduit après trois lieues de chemin, à Mitla. De ce lieu même, une ancienne route se continue à *Juquila, Quetzaltepec, Ixcuintepec*.

passe par *Santiago Guerca* et *Laoyaga* et aboutit à Tehuantepec.

POPULATION.

L'ancienne population de cette province appartient à différentes souches. Dans la région montagneuse à l'est de Mitla, aux sources du Río *San Juan, du Coatzacoalcos* et s'étendant jusqu'à la grande rivière de Chiapas, occupant l'échine de l'isthme de Tehuantepec dans toute son étendue, et poussant des avant-postes aussi sur la rive droite de la rivière de Tehuantepec, on trouve les villages des *Yuuc-hai* ou *Ayook-hay* ou *Mixes* et de ses parents, les *Zoques,* gens rustres, attachés aux vieilles coutumes, se donnant, malgré le christianisme qu'ils professent, à des pratiques superstitieuses, reliquat sans doute de leur ancien paganisme, mais conservant aussi la force et la vigueur d'une race primitive. Au nord, sur les versants pluvieux de l'Atlantique la nation *Chinanteque* à établi son domicile. Elle a pour voisins à l'Ouest les *Maçatèques*, dont ont veut faire remonter l'origine, jusqu'à l'Amérique du Sud. La partie principale de l'Etat d'Oaxaca est occupée par un nombre de nations primitives parlant des langues parentes. Ce sont dans le Nord-Ouest les *Chuchon* ou *Popolocas* ou *Pinomê*, qui étaient antérieurement répandus jusqu'à *Tecamachalco* et jusque dans le territoire de Tlaxcala, où ils confinaient avec les Othomies et les Mexicains. La nation populeuse des *Mixtèques* avait fondé de nombreuses villes et villages sur le plateau de Nochistlán et de Teposcolula appelé par eux *Ñuu-dzavui-yuu,* c'est à dire, "terre sainte précieuse" et s'était répandue sur les plages du Pacific dans la région de Tututepec. Elle y confinait

avec deux autres branches de la même famille, peu connues du reste jusqu'à ce jour les *Amuchcos* et les *Chatinos*. La petite nation des *Cuicatèques* était établie sur le côté nord de la "Cañada," la gorge profonde qui depuis un temps immémorial sert de voie de communication pour aller des plaines de la région centrale de la République à Oaxaca. La partie orientale de la province, dans toute son étendue, les montagnes et les ravines du district de Villa Alta, la grande Vallée d'Oaxaca avec tous ses embranchements et les côtes du Pacifique du district de Pochutla et de Puerto Angel, étaient l'habitat de la nation *Tzapotèque* parlant la langue appelée par eux *ticha-çaa ou didja-çaa*, langue correcte" ou "Langue métropolitaine." Ils s'étaient aussi répandus dans les derniers siècles précédants la conquête dans le territoire de Tehuantepec, s'introduisant parmi les anciennes populations étrangères les *Chontales*, les *Huaves* et les *Mixes-Zoques,* et y avaient fondé des colonies florissantes.

HISTOIRE.

Toutes ces nations, sans doute, étaient établies depuis les temps les plus reculés dans les territoires occupés par eux. Ils soutenaient que leurs aieux avaient montés des régions souterraines à la surface de la terre, et ses princes s'appréciaient d'être descendus de roches, d'arbres ombrageuses et de bêtes sauvages. Il y eut dans les temps anciens beaucoup de guerres entre les Tzapotèques et les Mixes, et entre les Tzapotèques et leurs parents les Mistèques qui avaient avancés leurs établissements jusque dans le voisinage immédiat de *Zaachilla*, capitale des rois Tzapotèques. Les Mexicains enfin, qui étaient devenus la nation la plus puissante du pays et dont les

buts commerciaux les poussaient à se tenir ouvert le chemin aux autres terres riches de cacao de Soconusco, province située sur la côte du Pacifique à l'est de Tehuantepec, s'étaient introduits dans le cœur même du territoire Tzapotèque et avaient fondé une colonie militaire à *Uax-*

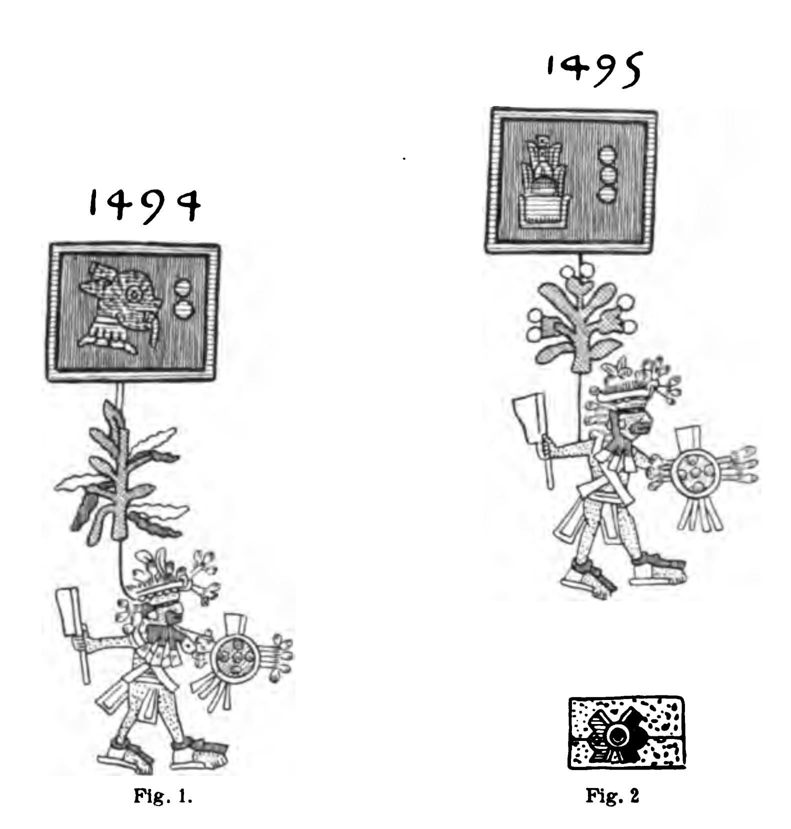


Fig. 1. Fig. 2

yacac, "sur le promontoire des Acacias" *l'Oaxaca* de nos jours, point éloigné de quelques lieues seulement, de Zaachilla ou *Teotzapotlán.* Dans le manuscrit pictographique, connu sous le nom Codex Telleriano-Remensis, appartenant à la Bibliothèque Nationale de Paris, il y a un passage qui parle de la conquête de la province

d'Oaxaca, qui aurait eu lieu sous le règne *d'Auitzotl,* prédécesseur de *Moteucçoma.* Voir, Fig. 1 et 2. Le commentaire dit: "Dans l'année, "deux lapin," 1494 de notre Ere, les Mexicains subjuguèrent le village *Mictla* qui est dans la province de *Huaxaca;* dans l'année appelée "trois roseau," 1495 de notre Ere, les Mexicains subju-

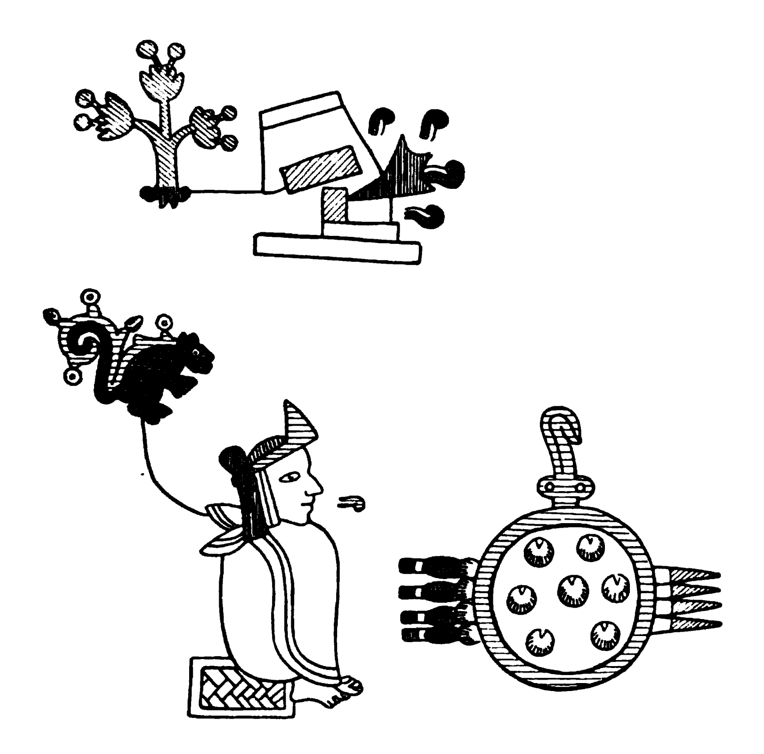


Fig. 3.

guèrent le village de *Tevtzapotlán* qui était la capitale de *Huaxaca:* dans la même année il y eut un tremblement de la terre." Sur la feuille du Codex Mendoza, où les conquêtes du roi *Auitzotl* s'énumèrent, on voit, en effet, indiquée aussi la ville de *Tzapotlán* (voir fig. 3). Les historiens racontent des prouesses plus grandes en-

core que, quelques ans plus tard, les Mexicains, et particulièrement les *Pochteca*, c'est-à-dire les marchands mexicains, organisés en troupes armées, accomplirent sur les contingents de *Tecuantepec*, *Izuatlán*, *Xochtlán*, *Amaxtlán*, *Quahtzontlán*, *Atlán*, *Omitlán*, *Mapachtepec*, villes appartenant au district de Tehuantepec et à la province de Soconusco; on ne doit pas en inférer que les Tzapotèques de Zaachilla et de Tehuantepec perdirent



Fig. 4.

entièrement leur liberté. Mais il n'y a pas de doute qu'ils vivaient dans une certaine sujetion vis-à-vis des puissants rois de Tenochtitlán. Ceux-ci soutenaient une garnison dans la ville de *Uaxyacac* ou Oaxaca (voir fig. 4). Ils s'étaient certainement fait stipulé le libre passage pour les caravanes des marchands mexicains qui allaient de *l'Anahuac*, aux provinces de la côte. Et les villes de la vallée d'Oaxaca, ainsi que celles de la Mixteca et celles du district de Tehuantepec, étaient obligées de tributer

aux magasins royaux de Tenochtitlán. La vallée d'Oaxaca, p. e. payait 800 charges de pièces de tissus de coton ouaté, 1600 charges de pièces de tissus grands, quatre auges grandes remplies de maiz, une autre d'haricots et une remplie des graines huileuses de la Salvia chian; 20 lingots d'or de la forme et de la grandeur d'un plat et de l'epaisseur d'un pouce et 20 sachets de cochinille. Car cette couleur, appelée nocheztli, "sang du figuier des Indes" etait l'industrie propre de la vallée d'Oaxaca, éteinte aujourd'hui à cause de la fabrication moderne de couleurs artificielles.

La village de *Mictlan* ou *Mitla* est mentionné dans le

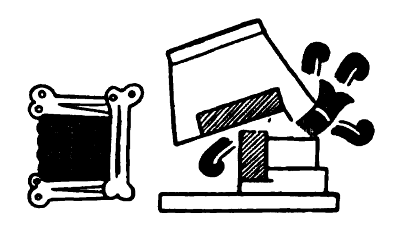


Fig. 5.

commentaire au passage cité du Codex Telleriano-Remensis, mais il ne figure pas dans le Code lui-même, ni dans la liste des villes et des villages de la vallée d'Oaxaca qui tributaient à la cour du Mexique. Mais nous rencontrons l'hiéroglyphe de *Mictlan* (fig. 5) sur la dernière feuille de la première partie du Codex Mendoza, où un petit nombre de villages appartenant au district de Villa Alta, sont énumérés comme étant conquis par le roi *Moteueçoma.*

Quant aux rois Tzapotèques, nous connaissons les noms de *Çocijoeça* "la foudre qui vient" et de *Cocijopij* "vent de la foudre" fils de Çocijoeça et de la princesse mexicaine *Coyolicatzin,* appelée *Pela-xilla* "flocon de co-

ton" par les Tzapotèques. Le premier, chef de la nation, était seigneur à *Zaachilla* ou *Teotzapotlán;* l'autre avait le commandement dans le royaume affilié de *Tehuantepec.* Lorsque les Espagnols apparurent dans le pays, ils se soumirent spontanément aux conquérants, sans doute parce qu'ils voyaient en eux les libérateurs du joug mexicain. Ils exerçaient depuis un simulacre de gouvernement, sans puissance réelle. Leurs descendants tombèrent bientôt dans la pauvreté la plus cruelle.

LIEUX ANCIENS DE LA VALLÉE.

Les rois qui gouvernaient la vallée d'Oaxaca avaient leurs guetteurs dans la frontière du nord à *Quauhxilotitlán* ou *Uiya-zoo*, village connu aujourd'hui sous le nom de San Pablo Huitzo. Leur capitale *Zaachilla* était bâtie sur une éminence rocheuse peu élevée émergeant dans le centre d'une plaine parfaite dont on dit qu'elle a formé jadis le fond d'un vaste lac. La terre meuble des terrains entourant la capitale est assez fertile. Mais les greniers d'abondance des rois tzapotèques étaient les champs dans le voisinage du village appelé *Etla* "lieu d'haricots" par les Mexicains, *Loo-uanna* "lieu de vivres" par les Tzapotèques. Le sanctuaire le plus ancien se trouvait sur une grande roche taillée à pic près un village, eloigné à 4 lieues d'Oaxaca, qui s'étale au pied de la grande chaîne de montagnes du nord et est nommé, par cette raison *Xaquija* "au pied de la montagne" dans la langue Tzapotèque, mais qui était appelé *Teotitlán* "lieu de Dieu" ou "lieu du soleil" en mexicain. Selon le dire des prètres, l'idole aurait venu du ciel dans la figure d'un oisseau à plumes luisantes et comme une constellation lumineuse. Il y a quelques années on pouvait, en

effet, voir dans ce village et dans le village avoisinant *Macuilxochic,* enchâsses dans les parois de l'église parroquiale, des reliefs exhibants la figure d'un Homme-oiseau armé. (Voir planche 13, fig. 1.) Les pièces en question se conservent maintenant dans le Musée d'Oaxaca. Exactement vis à vis de ce lieu sacré sur le côté sud de la vallée une autre chaîne s'élève à une hauteur assez considérable. Elle se distingue par une particularité très-notable. Son sommet est le premier où les rayons du soleil se reposent, quand cet astre luminant s'élève au-dessus des montagnes qui barrent la vallée du côté de l'orient; et ce sommet se découpe de presque tous les points de l'horizon jusqu'à une distance de 20 lieues. Les Tzapotèques avaient bâti sur ce sommet un sanctuaire et au pied de la montagne une ville et une nécropole appelées *Teticpac* "sur la pierre" en mexicain et *Çee-to-baa* "autre sépulcre" ou *Queui-quije-çaa* "palais sous la pierre" en langue Tzapotèque, mais le sanctuaire le plus rénommé et le plus célèbre était niché dans le coin de la vallée, où celle-ci va aboutir au pied de la chaine orientale. Il était appelé *Mictlan* "le lieu des morts" par un mot mexicain et *Yoo-pau* ou *Lioo-baa* "maison de la beatitude" en langue Tzapotèque, parce que ce sanctuaire n'était pas seulement la résidence du grand-prêtre de la nation et son sépulcre, mais aussi la nécropole de leurs rois.

LE GRAND-PRÊTRE DE MITLA.

Comme les Mexicains et les autres nations civilisées de l'Amérique Centrale, les anciens Tzapotèques avaient des prêtres appelés *copa-bitoo* "gardiens des Idoles" *ueza-eche* "sacrificateurs, immolateurs" ou *pixana* "dédiés

aux dieux," parce que dès l'enfance ces personnes étaient destinées pour cet office. Mais c'était la particularité des Tzapotèques qu'ils connaissaient aussi l'office d'un grand-prêtre, pape ou Pontifex maximus, appelé *uija-tào* "le grand voyant" qui était regardé comme l'image vivante de la déité ou son vicaire. C'est à lui seul qu'il convenait d'entrer dans la cella où se trouvaient les idoles; il leur portait les offrandes, l'encens et le sang et les cœurs des immolés, et ravi en extase jusqu'à être tordu de convulsions, il entrait en communication avec les dieux et en rapportait les réponses qu'il déclarait au peuple dévote. Cet *uija-tào vivait* en chasteté comme les prêtres en général, mais malgré cela l'office passa par voie de succession du père au fils. Car dans certaine fêtes ayant des rapports, sans doute, avec les temps de la sémaille et de la récolte, ou destinées à évoquer la fécondité de la terre, et qui, par cette raison, se célébrèrent avec des bacchanales, des orgies d'ivrogne et des débaucheries, on amenait des vierges à ce grand-prêtre avec lesquelles il entra en union charnelle. Si une de celles-ci devint enceinte, on la sépara de la communication des autres, et si elle mit au monde un fils masculin, celui-ci était destiné à succéder son père dans cet office.

TRADITIONS.

Le Révérend Père, Maître Fray *Francisco de Burgoa*, dans son œuvre intitulée "Segunda Parte de la Historia Geográfica descripción de la Parte Septentrional del Polo Arctico de la América, etc., de esta Provincia de Predicadores de Antequera, Valle de Oaxaca," imprimée en 1674, nous dit que s'était pour ce grand-prêtre ou pape de la nation Tzapotèque que les édifices de *Mitla* étaient

destinés en premier lieu, qu'il y avait sa résidence et qu'il y était enseveli après sa mort, et que les rois Tzapotèques aussi étaient enterrés dans ce lieu sacré, et que c'était par cette raison que cette localité s'appelait *Mictlan* "le lieu des morts" en mexicain et *Yoo-paa* ou *Lioobaa* "lieu de la béatitude" en langue Tzapotèque. Il n'y a pas raison de douter que cette tradition en général fut fondée, mais il est très-peu probable que la description faite par le P. Burgoa et la destination qu'il assigne aux divers édifices soient conformes à la vérité.

Le P. Burgoa dit que la première cause qui motiva la construction d'un sanctuaire dans ce vallon, aurait été un grand creux ou espace vide dans la terre, résidu peut-être du déluge, dont le démon se prévalut pour déterminer les habitants à y faire les sépulcres de ses rois. Il est vrai que le mot mexicain *Mictlan* ne désignait pas seulement le lieu d'enfer, le grand abîme où les ombres des décédés avaient leur domicile, mais aussi un souterrain, une maison sous terre. Nous en avons un témoignage classique dans un passage du texte aztèque de l'histoire du P. Sahagun où est dit que le grand dieu *Quetzalcouatl* faisant son voyage pour aller aux parages qui facent le soleil, les côtes de la grande mer de l'Est, fit des miracles partout dans les pays. Entre autre il érigea des "maisons dans la terre" appelées *Mictlan*, passage dans lequel on a voulu voir une allusion aux bâtiments de Mitla. Il est vrai aussi qu'on a découvert des souterrains de forme curieuse sous les constructions mêmes d'un des anciens palais et quelques autres dispersés dans la vallée et sur les pentes des montagnes environnantes. (Voir Planches 7 et 12.) Mais nulle part on a trouvé des souterrains ou des cavernes des dimensions indiquées par le P. Burgoa.

Quand à la destination des édifices, le P. Burgoa soutient qu'il y aurait en quatre souterrains, disposés en quadrangle, entourant une vaste cour, et quatre maisons au-dessus de la terre correspondant aux souterrains et équivalant à eux en dimensions. Le premier souterrain aurait été une chapelle, le second, le sépulcre des grand prêtres, le troisième le sépulcre des rois Tzapotèques et le quatrième aurait eu communication directe avec la grande caverne et on y aurait jeté les cadavres des hommes immolés et les corps des hommes morts dans la guerre qu'on y aurait apporté de lointains lieux. Quant aux maisons au-dessus de la terre, une aurait été le palais du grand-prêtre; l'autre aurait servi de domicile aux prêtres subordonnés, la troisième aurait été habitée par le roi, aux temps qu'il passa à ces lieux; la quatrième enfin aurait été l'auberge des capitains et principaux du cortège du roi.

Ici on doit remarquer en premier lieu qu'on ne connaît pas à Mitla des souterrains égaux aux maisons au-dessus de la terre ni en formes, ni en dimensions. Mais il est bien probable que dans un des différents quadrangles entourés par des édifices élevés, celui marqué F dans le plan de M. Holmes (Voir Planche 18), appartenant au Groupe du palais des colonnes, il y ait des souterrains sous chacune des maisons élevées. Car on y connait depuis longtemps un souterrain cruciforme, celui du pilier de la mort, sous le bâtiment du côté Nord (Voir Planche 7); et on y a récemment découvert un autre sous le bâtiment principal qui côtoie la cour du côté de l'orient. Mais pendant qu'on devrait inférer des paroles du P. Burgoa qu'il s'agit d'un seul quadrangle entouré de "altos y bajos," de maisons élevées et de souterrains, le groupe auquel le quadrangle F appartient,

se compose de deux quadrangles, dont l'un (F) est muni de souterrains, l'autre, qui es le plus grand et le plus important, — à ce que nous connaisons aujourd'hui, — en est privé. En outre j'en doute que les quadrangles aient été entourés de maisons élevées ou de souterrains sur tous les quatre côtés. Je crois que le quatrième côté des quadrangles ou des cours a été ouvert ou seulement fermé par une terrasse ou un rempart, auquel on monta par un escalier, pour en descendre à la cour par un autre. Enfin il est évident que le P. Burgoa, lorsqu'il écrivit son Histoire n'avait pas sous les yeux, ni dans la memoire, la totalité des édifices qu'on connaît maintenant à Mitla. Il parle d'un seul groupe, le plus grand,—c'est vrai,—et le mieux conservé aujourd'hui, le groupe du palais des colonnes.

DESCRIPTION DES RUINES.

Je prie maintenant le lecteur de jeter un coup d'œil sur le plan des ruines de Mitla tracé par M. Holmes, réproduit Planche 18 et sur l'excellent Panorama Planche 19 que nous devons à la main du même savant et artiste distingué, explorateur le plus à fond des ruines et des anciennes cités du Mexique.

La petite vallée de Mitla, encaissée par des montagnes sur tous les côtés, excepté celui de l'Ouest, est traversée, dans la direction Est-Ouest, par un cours d'eau le Río Mitla, qu'on voit indiqué dans la partie inférieure du Plan Planche 18. Le fond de la vallée, sur la rive gauche, est formé par des terrains sablonneux. Une terrasse de forme irregulière, composée d'argile ou de tepetate, s'élève comme une île sur ses sablons, descendant vers le fleuve en pentes abruptes. C'est cette terrasse qui porte le village moderne de San Pablo de Mitla, et immédiat

au fleuve, un groupe de monticules artificiels, le groupe V (K. L. du plan) composés à ce qui paraît, de trois quadrangles. Il y a eu peut-être d'autre constitutions au centre du village moderne détruites maintenant à un degré à ne plus être reconnaissables. Sur la rive droite le terrain s'élève doucement vers le pied des montagnes. C'est sur cette table inclinée, qui est sillonée par deux ou trois ruisseaux, que la plupart des structures anciennes, et les plus importantes, ont été placées.

On reconnaît à première vue que les ruines se divisent en deux classes bien distinguées. Le groupe IV (Quadrangle J. du plan) de la rive droite et le groupe V (Quadrangle K et L) de la rive gauche font la première classe. Dans ces deux groupes la structure principale est une pyramide d'une hauteur de 30 pieds à peu près, montant en trois terrasses et terminant en une plateforme oblongue dont les côtés mesurent 60 et 80 pieds. La pyramide du groupe IV (Quadrangle J) se compose presque entièrement d'adobes ou briques séchées à l'air. On ne sait pas si les parois fûrent revêtues de pierres ou couvertes d'une couche de mortier poli; et on ne sait pas non plus si la pyramide portait une construction élevée sur son sommet. Une église chrétienne a été bâtie sur la plateforme supérieure, et l'ancienne pyramide sert maintenant de Mont Calvaire. La pyramide du groupe V (Quadrangle K) sur la rive gauche du fleuve est un grand entassement de pierres et de terre. La face supérieure des terrasses, ainsi que la plateforme qui forme le sommet, est couverte par une couche de mortier calcaire, très-dure et finement polie. Les parois étaient peut-être revêtues de dalles. Sur la plateforme on distingue un monceau de terre et les restes d'un bâtiment d'origine espagnol probablement d'une église. Dans les

deux groupes ces pyramides forment le côté Est d'un quadrangle ou d'une cour, dont les autres côtés sont représentés par des monticules aritficiels de la même forme et d'une composition semblable, qui, sans doute, originalement étaient aussi terrassés, mais qui n'atteignent pas la hauteur du membre oriental du groupe respectif. Ces grandes pyramides du côté Est des deux groupes démontrent par leur forme que c'étaient des temples, c'est-à-dire qu'elles portaient sur leur cime une chambre avec l'idole et la pierre du sacrifice. Car le vocabulaire du P. Juan de Córdoba nous prouve que les anciens Tzapotèques, comme les autres nations du Mexique, avaient la coutume de tuer les hommes en offrande à leurs dieux.

L'arrangement des groupes, par lequel les pyramides principales occupent le côté oriental des quadrangles, est une preuve que ces pyramides façaient l'ouest, ce qui nous indique qu'elles étaient déliées à une déité qui était réputée d'être domiciliée dans la région occidentale,—soit le dieu de la lune, soit l'étoile du soir, soit la divinité de la terre et de la génération, soit enfin le dieu du soleil couchant, de la nuit ou de la mort.

Les constructions qui composent les trois autres groupes,—celui du presbytère (groupe I, quadrangles A, B,C), celui du Palais des colonnes (groupe II, quadrangles D,E,F), et celui près de l'Arroyo (groupe III, quadrangles G,H,I),—appartiennent à toute une autre classe d'édifices et bien supérieure aux bâtiments qui formaient les groupes IV et V. Ce sont les constructions de cette seconde classe, auxquelles on pense quand on parle des "Ruines de Mitla." Ici nous n'avons pas seulement des monticules, point de pyramides élevées. Les parois sont d'une épaisseur assez considérable ressemblant du reste dans leur construction parfaitement à

celles des édifices anciens du Yucatán el des autres régions habitées par les différentes branches de la famille Maya. Le corps se compose d'une masse épaisse de pierres et de terre, et elles sont revêtues sur la face extérieure (ou extérieure et intérieure) de pierres régulièrement taillées qu'on a superposées à en faire des ressauts et des retraites, et qui enclavent des oblongues rectangulaires exécutés dans un mosaic de pierres très-curieux, formant des dessins géométriques d'un goût exquis (Voir Planches 8, 10, 11)—type d'ornementation qui ne se connaît nulle autre part du monde. Les enclos de l'intérieur n'étaient pas fermés en haut par l'ainsi nommé arc triangulaire du type mycénien, comme ceux des anciennes maisons de Chiapas et du Yucatán. Des poutres avaient été rangées, allant de la partie supérieure d'une paroi à celle de l'autre, et avaient probablement été couvertes par une couche de perches, de broutilles et de terre, enfin de mortier calcaire poli ou stucco, formant un toit plat ou peu incliné vers l'extérieur.

Les poutres sont pourries par l'humidité des pluies de l'été ou arrachées par les mains d'un occupant des temps postérieurs; les chambres ne sont plus protégées par des toits. Mais on peut encore voir au bout de l'une des chambres sur la partie supérieure des parois les creux occupés jadis par les bouts des poutres qui avaient formé le toit, et l'impression demi-cylindrique du coté d'une des poutres dans le mortier qui avait rempli les interstices des poutres. Comme la longueur de ces poutres était limitée, la largeur des chambres ne pouvait être que très modique, généralement pas plus de 10-11 pieds. Pour y remédier, on avait trouvé l'expédient, de placer une rangée de piliers ou de colonnes dans la ligne

du milieu tout le long de la chambre. En faisant ces piliers un peu plus courts que la hauteur de la paroi et réunissant leur chapitels dans la longueur de la chambre par une poutre, on pouvait donner à la chambre la largeur de deux poutres, c'est-a-dire de 20-22 pieds. Il est bien probable que pour ces piliers on fit en premier lieu usage du bois. La chambre côté Est de la cour aux souterrains (Quadrangle F) paraît avoir été munie dans cette manière de piliers de bois. Pour supporter le toit des chambres qui entourent la grande cour du Quadrangle E, on a préparé des soutiens plus solides en enfonçant dans le sol des colonnes de forme cylindrique et d'une épaisseur de 30-36 pouces près de la base, de 20-24 pouces en haut, taillées de la pierre massive trachitique des montagnes avoisinantes (Voir Planche 9.) Ce sont ces colonnes monolithes qui ont évoqué l'admiration la plus grande des visiteurs de ces ruines. Le P. Motolinia, écrivain du milieu du seizième siècle, les mentionne, par occasion du récit qu'il donne de la visite que le père Franciscain Fray Martín de Valencia et ses compagnons firent à Mitla en 1533. Le P. Burgoa les décrit,—et tous les autres auteurs en parlent dans des termes plus ou moins enthousiasmés.

Le plan architectonique est à peu près le même dans tous les trois groupes. Le corps du bâtiment consiste en une grande salle qui face le Sud et communique sur le derrière par un conduit coudé avec une cour intérieure, donnant accès sur les quatres côtés à une chambre longue et étroite, mais privée de toute autre sortie. Ce complexe est bâti sur une terrasse peu élevé à rampes inclinées qui forme le côté Nord d'une vaste cour de 60 à 140 pieds carrés, à laquelle on descendait, en sortant de la salle, moyennant un escalier, dont les degrés corres-

pondaient peut-être à la salle dans toute sa longueur. Sur les autres côtés cette cour plate et peu approfondie était entourée par des terrasses oblongues en forme de rempart, dont les plateformes étaient du même niveau avec la surface supérieure de la terrasse du nord et étaient également accessibles du fond de la cour par des escaliers occupant peut-être toute la longueur de la terrasse. Deux de ces terrasses, celle à main gauche et celle à main droite, c'est-à-dire la terrasse côté Est et celle côté Ouest, étaient occupées par des édifices, généralement un peu inférieurs à la grande salle côté Nord dans leurs dimensions, mais lui ressemblant dans tous les détails de leur construction. M. Holmes croyait et l'indique ainsi sur son plan que la terrasse qui limite la cour sur le quatrième côté, le côté du Sud, était également occupé par un édifice détruit aujourd'hui complètement. Je ne suis pas de cet avis. Il me semble que ce côté Sud était le côté qui donnait accès aux édifices en question, par où on entrait, en montant un escalier qui conduisait de dehors sur le haut de cette terrasse côté Sud, et descendant un autre qui mettait le visiteur au fond de la cour. C'est précisement ainsi qu'on voit disposés les escaliers, les remparts formant quadrangles p.e. dans les ruines sur le mont *Quie-ngola* près de Tehuantepec. Au centre de la cour du quadrangle E, les fouilles de M. Saville ont mis à découverte une construction quadrangulaire peu élevée qui probablement designe là place où on offrait l'encens aux lieux à certaines heures du jour et de la nuit. Les trois salles qui couronnent les remparts s'ouvrent sur la cour généralement par trois portes, séparées par des pièces intermédiaires dont la largeur n'atteigne pas celle des portes, et unies en haut par un linteau de pierre régulièrement taillé.

Les joints des trois components de ce linteau tombent exactement dans le milieu des pièces qui séparent les portes. Les trous circulaires qu'on voit percer la paroi au dessus des pièces intermédiaires, ont probablement servi à assujetir des perches, qui portaient un pavillon pour protéger l'entrée des rayons brûlants du soleil. En entrant par la porte du milieu, on a devant soi sur la paroi de derrière une niche, mesurant p.e. dans la grande salle du palais des colonnes 17 pouces de hauteur, 30 pouces de largeur et 23 pouces de profondeur. Cette niche avait probablement le destin d'abriter un idole ou un emblème sacré, image de la déité, á laquelle la salle respective était dédiée. Les chambres qui entourent la cour intérieure, s'ouvrent sur cette cour les unes par une porte et d'autres par trois portes arrangées de la manière sus-décrite. Une bande étroite, s'étendant sous le linteau, est couverte soit de mosaics de pierres comme on les voit encaissés dans les parois extérieures des bâtiments, soit par une couche de stucco finement poli et portant des peintures en couleur blanche sur un fond rouge Indien.

Aggrégué aux bâtiments décrits jusqu'ici on distingue dans tous les trois groupes un troisième quadrangle, entouré par des remparts sur tous les quatre côtés et par des édifices sur les trois. Ce quadrangle accessoire est, dans le groupe I (du presbytère), disposé de manière qu'il barre presque complètement l'entrée à la cour B qui donne accès à la salle principale et aux autres chambres et enclos de ce groupe. Dans les deux autres groupes (II et III) les quadrangles respectifs (F et L) sont réjetés latéralement vis-à-vis de leurs cours principales (E et H), laissant libre le côté Sud qui donne accès à ces cours, dans toute son étendue. Une autre

différence se découvre en ce que deux de ces quadrangles accessoires, ceux des groupes I et II (des groupes du presbytère et du palais des colonnes), sont arrangés de manière que le côté libre qui donne accès aux cours qu'ils renferment, est celui de l'Ouest, pendant le quadrangle accessoire au groupe III (près de l'Arroyo) est ouvert au Sud, comme les cours principales des trois groupes. Les salles principales de ces quadrangles accessoires, par conséquence, facent l'Ouest dans les groupes I et II pendant que celle du groupe III face le Sud.

C'est le quadrangle F du groupe II ouvert à l'Ouest qui contient les souterrains cruciformes au dessous des terrasses couronnées d'édifices qui le limitent sur le côté du Nord et celui de l'Est. Je suis convaincu qu'on pourra découvrir des traces de souterrains semblables sous les restes des édifices du quadrangle C, qui était également ouvert à l'Ouest, mais qui est occupé maintenant par les gisements et les murs d'enceinte de l'Eglise catholique.

Revenons maintenant à la question quel pourrait avoir été le destin des bâtiments si extraordinaires et si remarquables qui font la seconde classe des monuments de Mitla. L'arrangement des chambres entourant une cour intérieure curieusement ornementée et accessible seulement par un conduit coudé qui s'ouvre dans la paroi de derrière de la salle principale, prouve certainement que cet aggroupement ne pouvait avoir été un temple, un sanctuaire, une chapelle, mais la résidence privée d'un prêtre ou d'un roi. La salle principale est le lieu où il donnait de l'audience à ses sujets ou aux ministres et aux dévotes qui venaient le consulter. Cette salle représentait la vie officielle de ce grand personnage, la cour intérieure sa vie privée. Dans le but sans doute, de

faire plus imposant l'aspect de la résidence sacerdotale ou royale, on érigea la maison sur une terrasse qui s'élevait sur une vaste cour. Et on ajouta une salle d'audience sur deux des autres côtés, parce que pour ces nations le monde entier était différencié correspondant aux points cardinaux et gouverné par les potences qui y étaient domiciliées. Ayant égard aux traditions susmentionnées que le P. Burgoa nous conserva, j'inférerais que le groupe I celui du Presbytère, était la résidence du grand prêtre ou pape de *l'Ui ja-Tao,* car cet agrouppement est le plus reserré, le plus caché, inaccessible même pour les regards du monde profane, comme le quadrangle accessoire C en barre complètement l'entrée. Le groupe II, le palais de colonnes, aurait été le domicile du roi, car cet agrouppement est le plus vaste et le plus somptueux. Le groupe III près de l'Arroyo aurait servi de résidence aux autres prêtres ou ministres des idoles. Car on reconnaît dans l'ornamentation des parois de sa cour intérieure, même dans l'état dilapidé d'aujourd'hui, des traits particuliers qui rappellent la cour A du groupe du presbytère. Les quadrangles accessoires qui s'ouvrent à l'Ouest, dont un est connu de renfermer des souterrains sous ses terrasses d'enceinte, auraient servi de cimetière. Car l'Ouest est la région de la nuit et de la mort. Ce quadrangle accessoire (C) du groupe I aurait été la nécropole des grands-prêtres; celui (F) du groupe II aurait contenu les sépulcres des rois. On n'a pas encore trouvé des ossements, ni le mobiliaire sépulcral dans ces quadrangles. Il est même douteux que les souterrains cruciformes qu'on a rencontré au dessous des édifices de la Cour F, aient été des tombeaux. Car les tombeaux qu'on a découvert ailleurs dans la région Tzapotèque, à *Xoxo* et même dans les immédiats de Mitla,

près de l'Hacienda de *Xaaga*, ont toute une autre forme. Mais il est très-probable que ces souterrains cruciformes avaient eu rélation avec le culte des morts. Dans le quadrangle F près du palais des colonnes, il y a de ces souterrains sous l'édifice côté Nord et sous celui côté Est. Le premier connu dès longtemps et renommé par son "pilier de la mort," le soutien des deux dalles qui forment le toit pour la partie centrale de la chambre, a son entrée dans la direction Sud. Mais l'autre, le souterrain récemment découvert qui s'étend sous la terrasse du côté Est, a son entrée dans la direction Ouest. Et ainsi aussi les souterrains cruciformes qu'on a découvert à *Xaagà* et près des ruines de la montagne *Guía-roo* à l'Est de Mitla (Voir Planche 12).

On a enfin soulevé la question si les monuments de Mitla uniques du reste aussi dans la région tzapotèque, aient en vérité été l'ouvrage de cette nation. Je n'attache pas d'importance à la théorie émanée de l'abbé Brasseur de Bourbourg d'un missionaire bouddhiste identifié par lui avec le dieu *Quetzalcouatl* et reconnu aussi dans une sculpture ancienne que le P. Burgoa décrit dans le village *Guixi-pecocha* ou *Santa Magdalena en el campo*, le *Santa Magdalena Tlacotepec* de nos jours, éloigné à quatre lieues de Tehuantepec.[1] Je n'insiste non plus sur l'interprétation avancée par d'autres savants que les *Toltèques* de la tradition aient été responsables pour la construction aussi de ces monuments. Mais il est néanmoins très-certain que tout ce que nous connaissons de la civilisation ancienne des Tzapotèques, leur types d'ornementation, etc., paraît s'éloigner quelque peu des for-

---

1 Le mot *Guixi-pecocha* que l'abbé Brasseur donne comme le nom d'un personnage est le nom du lieu, signifiant en langue tzapotèque le même que le mot mexicain *Tlacotepec*, par lequel le village se connaît aujourd'hui.

mes chastes et pures des monuments de Mitla. Jetant un coup d'œil sur la poterie des anciens Tzapotèques, leur style architectural et les sculptures découvertes ailleurs, on est frappé par l'abondance des figures, imitations d'hommes et de bêtes, et par l'exubérance dans leur équipement (Voir Planche 17). A Mitla le dessin géométrique règne absolument et exclusivement, et ce n'est que sur les étroites bandes au dessous des linteaux des portes qu'on voit peinte en blanc et rouge une foule de figures, de signes et d'hièroglyphes, un livre ouvert jeté au mur.

Le dessin géométrique, émanation sans doute de la tecnique des tissus pourrait être commun à des races d'origine très différente. Il faut remarquer cependant que nous retrouvons ces derniers employés comme ornementation des parois des pyramides et des temples dans le manuscrit pictographique de la Bibliothèque Impèriale de Vienne, dans le Codex Nuttall et les autres manuscrits de cette classe, manuscrits qu'on a appelés tzapotèques, mais qui peut être originèrent chez les tribus Nanas emigrées à la côte de l'atlantique. Car il paraît presque certain que le Manuscrit de Vienne et le Codex Nuttall sont en verité les livres qui furent donnés à Cortés par les envoyés du roi Moteucçoma au temps que les navires de Cortés mouillèrent sur la petite île en face de la côte qui est aujourd'hui le port de Veracruz.

Les peintures en blanc et rouge qu'on voit dans certains des batîments de Mitla sur les étroites bandes au dessous des linteaux des portes, rappellent aussi par la disposition des figures et des symboles et par l'emploi d'une figure qui sert pour désigner les années dans les manuscrits que je viens de nommer, mais elles ressemblent aussi par le type des figures à un autre manuscrit,

très connu aussi et d'origine sans doute Nauatl ou Mexicain, le Codex Borgia (ou Velletri du baron de Humboldt). On trouve ces peintures sur les restes d'une des parois qui avaient formé la cour intérieure (G) du groupe III, près de l'Arroyo, et elles se sont conservées en parties plus ou moins cohérentes sur les quatre côtés de la cour intérieure (A) du groupe I du presbytère. J' ai copié en 1888 tout ce qu'on en pouvait voir, et j' ai publié ces copies en 1895 dans un livre en folio intitulé "Wandmalereien von Mitla." Les restes de peintures qu'on voit dans le Quadrangle G près de l'Arroyo nous laissent voir une bordure ressemblante à celle des figures 2 et 3, Planche 13, une image du Soleil et les restes de quelques autres figures. Dans la cour intérieure du quadrangle A du presbytère, on reconnaît sur la bande étroite au dessus de la porte côté Est (Voir Planche 13, figure 2 et 3), une bordure formée par les éléments qui composent l'image du soleil,—l'hiéroglyphe de la torquoise ou de la pierre précieuse, des yeux et des rayons. C'est le ciel lumineux, la maison du Soleil, la région du lever du soleil qui est réprésentée par cette bordure. Le champ lui-même était rempli de figures du *Quetzalcoxcoxtli*, de la Penelope à crête de plumes, l'oiseau qui chante dans l'aube, et des figures d'un dieu déguisé en *Quetzalcoxcoxtli*—figures qui sont matériellement identiques à l'homme oiseau des reliefs de *Teotitlán del Valle* (Voir Figure 1, Planche 13) et aussi à la figure d'un dieu qui était vénéré par tous les tribus qui habitaint le versant de l'atlantique et dont nous pûmes acheter un petit idole dans l'autre village du même nom *Teotitlán del Camino*, situé dans le district le plus au Nord de l'Etat d'Oaxaca (Voir Planche 16). Sur le côté opposé de la cour, le côté Ouest, la bande des peintures est

entourée par une bordure qui représente le ciel étoilé ou la nuit. On voit des yeux sur un fond granulé ça veut dire les étoilés sur le ciel obscur (Voir Planche 14). Le dieu qui gouverne cette région est *Mixcouatl*, la couleuvre des nuages, le dieu des étoiles, le dieu de la nuit qui est en même temps le dieu du feu. On voit son image représentée à diverses reprises sur cette bande. Il est peint brandissant ses javelins et l'instrument, appelé *atlatl* en langue mexicaine, au moyen du quel on lançait les dards. Car les étoiles étaient les tireurs qui jetaient leur dards (ça veut dire ses rayons) sur les hommes. Une aigle, l'oiseau de rapine et l'image des hommes de guerre, fait compagnie à ce dieu, ainsi qu'un cerf à deux têtes *(quaxolotl)*, la déesse du feu et la femme de *Mixcoatl*. Sur les deux côtés restants, celui du Sud et celui du Nord, la bordure consiste de circles blancs sur un fond rouge. Sur le côté Sur (Voir planche 13, figure 4, 5) une série d'images du Dieu du Soleil occupe le champ. Le côté du Nord est le principal, parce qu'il face le Sud, comme la maison elle-même. *Ici* la chambre adjointe s'ouvre par trois portes à la cour A, et le linteau, comme la bande des peintures au dessous du linteau, par conséquence, ont la triple longueur. On voit un nombre de figures, de dates, de symboles, dont j'ai réproduit quelques unes sur Planche 15. Parmi les figures on rencontre plus d'une fois l'image du dieu qui quitta son royaume et chemina vers l'orient pour y mourir—le grand dieu *Quetzalcouatl*, le dieu des prêtres, le dieu créateur,—dans sa conception originale, sans doute, le dieu de la lune qui dans son décours va mourir dans les rayons du Soleil naissant, et ressuscitée fait son apparition sur le ciel du soir pour continuer de nouveau dans son croissant et par cette raison est devenue l'image vi-

vante, même la cause de la résurrection. Il n'y a pas de doute que la figure de ce dieu joua un grand rôle dans les mystères et dans le culte de ce sanctuaire. La personne même de *Vui ja-tào* n'est autre chose qu'une représentation des vicissitides qu'on rapportait de ce dieu. Ainsi il m'est certain que la nation qui créa la figure de ce dieu doit aussi avoir créé ou influencé les cultes, pour le service desquels un peuple dévote érigea les monuments de San Pablo de Mitla

Planches.

Planche 1.

Église et couvent de Saint Dominique à Oaxaca.





Vallée d'Oaxaca, au pied du *Mont Alban.*

Départ pour *Mitla* (Photographie Waite).





Métier de tisserand indigène à *Mitla.*

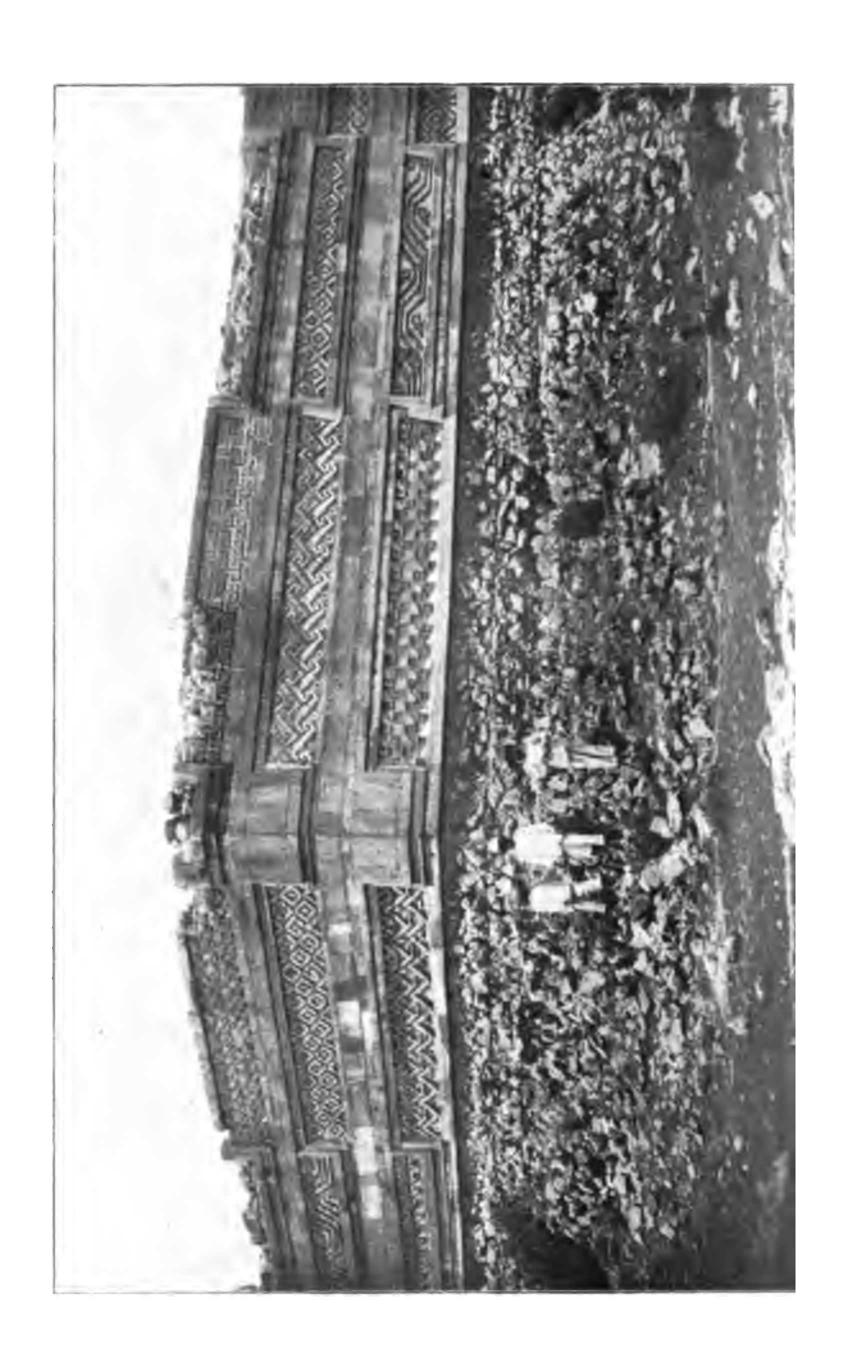
Planche 6.

Façade principale du palais des colonnes (Groupe II) à *Mitla.*

Planche 7.

Façade du palais côté Nord de la Cour aux souterrains (Groupe II, F), montrant les trous artificiellement faits par où on voit dans la partie centrale de la construction souterraine cruciforme (Chambre du pilier des morts).







La grande salle des colonnes monolithes (Groupe II) à *Mitla*.



La chambre des Grecques, côté Ouest de la cour intérieure du palais des colonnes (Groupe II, D) à *Mitla.*



Planche 1



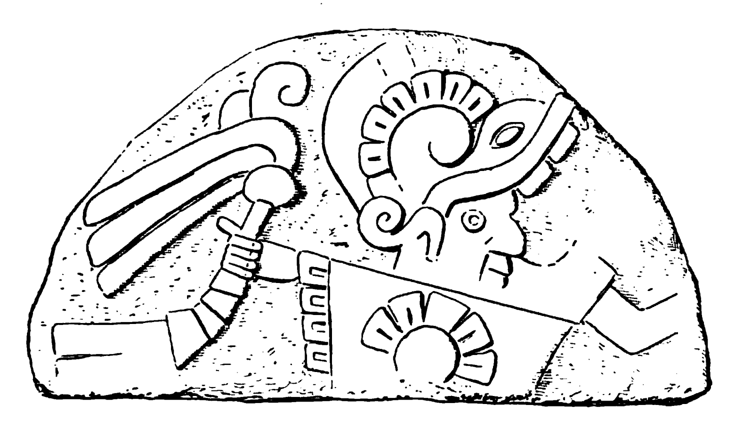
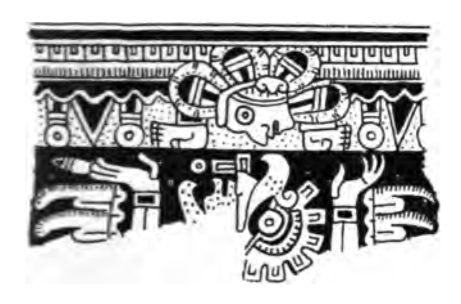


Fig. 1. L'homme-oiseau. Relief de *Teotitlan del Valle.*





..g. 2. 3. Peinture sous le linteau du côté Est de la cour intérieure (A) du Groupe I ..sbytère) à *Mitla.* Le *quetzalcoxcoxtli*, l'oiseau qui chante à l'aube du jour (= Penelope sp.).

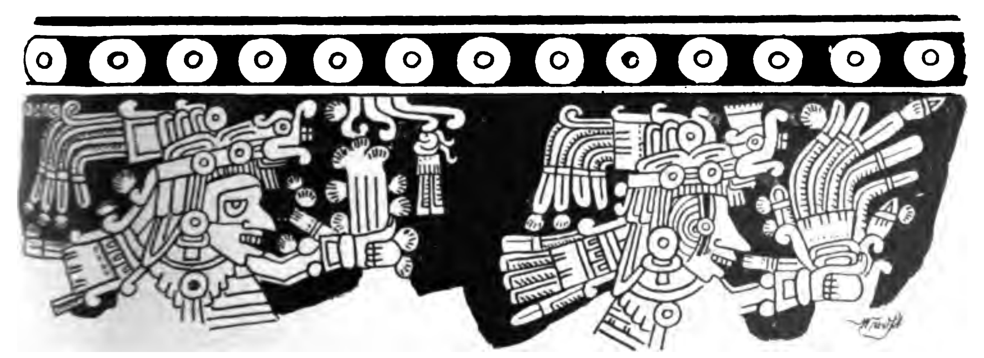


Fig. 4. Peinture sous le linteau du côté Sud de la cour interieure (A) du Groupe I (presbytère) à *Mitla.* Différentes formes du *Dieu du Soleil.*



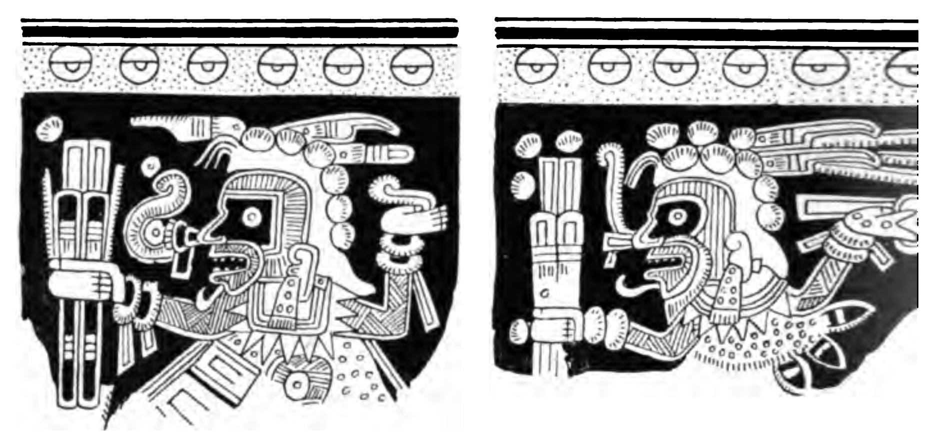


Fig. 1. *Mixcouatl*, la „couleuvre des nuages", dieu de la nuit, du ciel estrellé, crea feu, portant ses javelins et l'instrument (*atlatl*), pour lancer les dards.

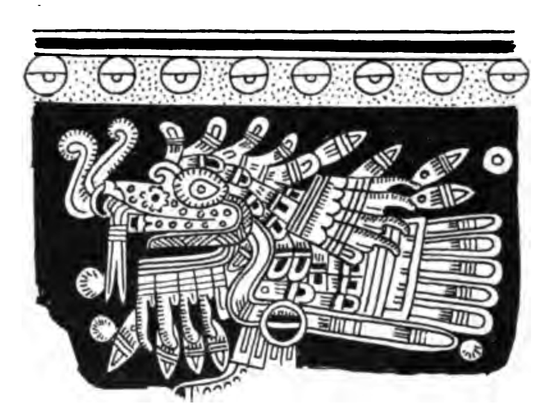


Fig. 2. *quauhtli*, l'aigle, représentant des hommes de guerre.

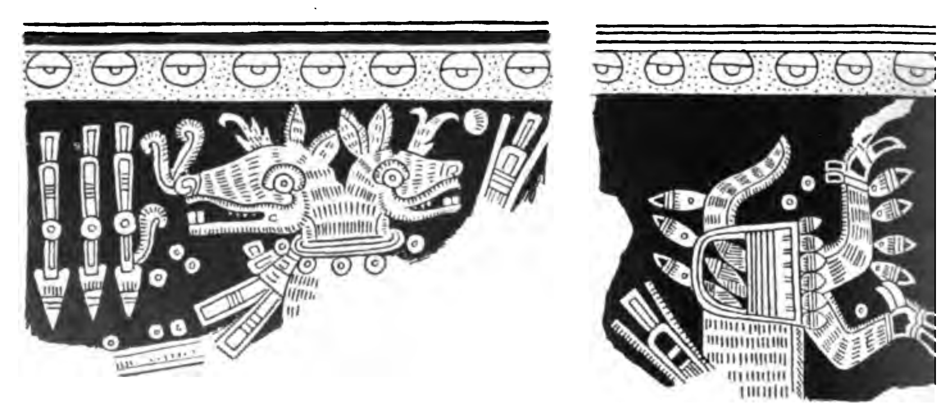


Fig. 3/4. Têtes et derrière du cerf à deux têtes (*quaxolotl*), image de la déesse du feu, femme de *Mixcouatl*.

Peintures sous le linteau du côté Ouest de la cour intérieure (A) du Groupe I (presbytère) à *Mitla*.

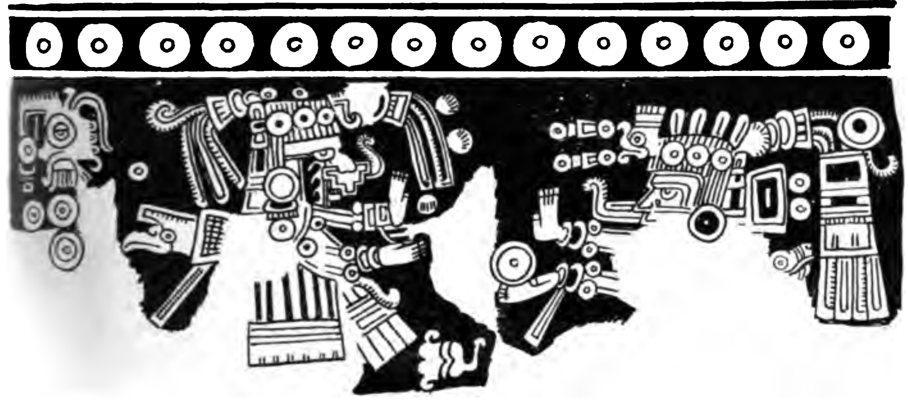


Fig. 1. Le signe du jour *quiauitl* „pluie". La déesse *Xochiquetzal*, déesse de la lune, déesse des amours; et *Tonatiuh*, dieu du Soleil.

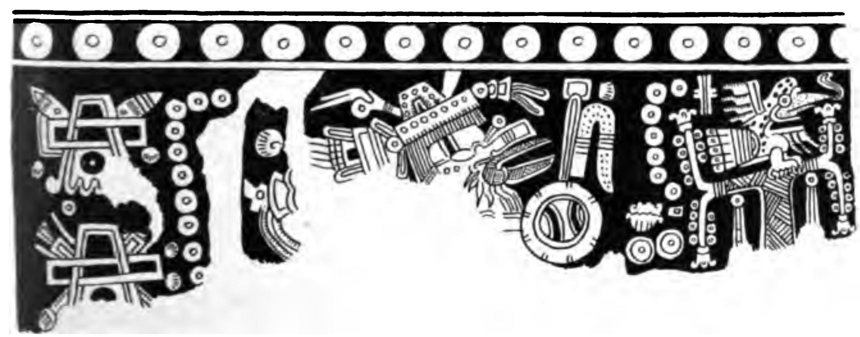


Fig. 2. Les signes des années *tecpatl* „silex" et *acatl*, „roseau" *Quetzalcouatl*, dieu créateur, dieu du vent, et *l'uitzitzilin*, l'oiseau-mouche, perché sur un arbre en fleur.

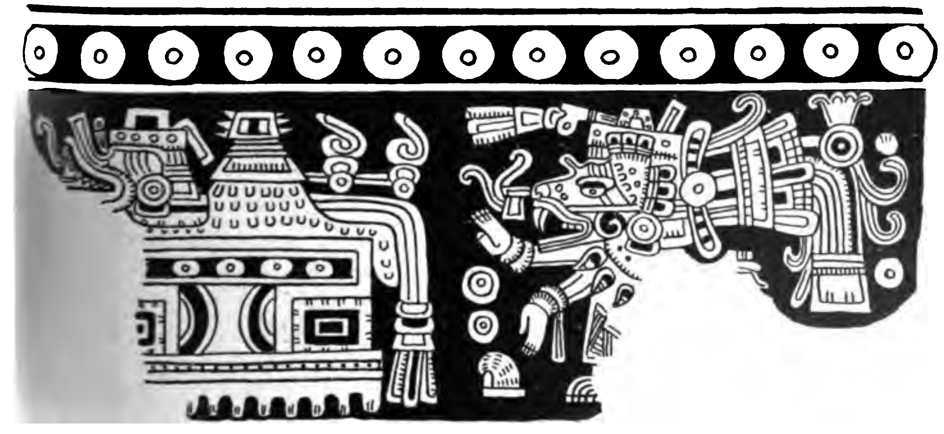


Fig. 3. Le temple de *Quetzalcouatl*, couleuvre de plumes vertes, et *Xolotl*, le chien qui conduit le soleil à l'enfer.

Peintures sous le linteau du côté Nord de la cour intérieure (A) du Groupe I (presbytère) à *Mitla*.

Planche





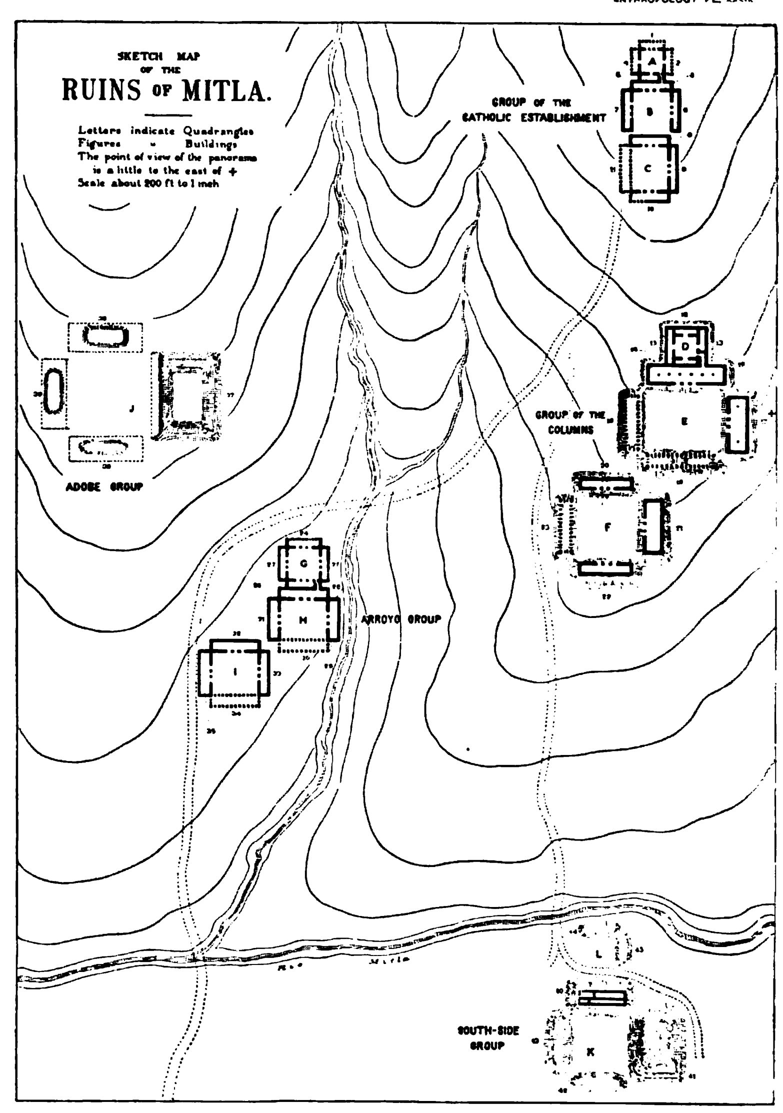
Figure en terre cuite, peinte en couleurs vives. *Teotitlan del camino.* *Xochipilli*, jeune dieu de la génération et des vivres, mirant de la bouche ouverte du *quetzalcoxcoxtli* (= Penelope sp.).





Vases funéraires tzapotèques.
(Musée Impérial d'Histoire naturelle, Vienne.)





Plan des ruines de *Mitla.* D'aprés Holmes.

A. B. C. = Groupe I, du presbytère.
D. E. F. = Groupe II, Palais des colonnes et la cour aux souterrains.
G. G. I. = Groupe III, Palais près de l'arroyo.
J. = Groupe IV, La grande pyramide du Mont Calvaire.
K. L. = Groupe V, Pyramides de la rive gauche du Rio Mitla.

Panoram

...upe I
...upe I



VII

(EXCURSIONS DU SUD).



EXCURSION DE TEHUACAN À ZAPOTITLÁN

ET SAN JUAN RAYA

PAR

J. G. AGUILERA.

EXCURSION DE TEHUACAN A ZAPOTITLAN ET S. JUAN RAYA

PAR M. J. G. AGUILERA.

INTRODUCTION.

San Juan Raya est une localité fossilifère bien connue depuis le commencement du siècle dernier. En 1830, Galeotti visitant l'Ecole de Mines de Mexico, rencontra un exemplaire de Trigonia et quelques gastropodes classifiés sous le nom de "Cerithium Bustamanti," avec l'indication qu'ils provenaient de la Ranchería de San Juan de Pozo Hondo, sur la limite entre les Etats de Puebla et d'Oaxaca. En visitant cette localité, Nyst et Galeotti se trouvèrent à l'endroit connu aujourd'hui sous le nom de San Juan Raya et y recueillirent des fossiles qu'ils découvrirent au centre de la Ranchería, près de l'église. La distance ainsi que la direction qu'ils donnèrent de l'endroit par rapport à Tehuacán, sont fausses. En 1839, ils publièrent dans le Bulletin de l'Académie Royale de Belgique, T. VII, num. 10, une description des fossiles qu'ils avaient recueillis et qu'ils attribuèrent au Jurassique. Plus tard, A. d'Orbigny[1] plaça dans l'étage Sénonien les fossiles décrits par Nyst et Galeotti et provenant de Tehuacán, Mexique.

1 A. d'Orbigny. Prodrome de Palaéontologie Stratigraphique Universelle, vol. II. Vingt-deuxième Etage. Sénonien P. 231, 237, 240. Paris, 1852.

Dans son cours de Géologie, d'Orbigny[1] rapporte au Sénonien la formation de San Juan Raya. Il s'exprime en ces termes: "Par les fossiles recueillis dans la Cordillère d'Anahuac à 12 lieues à l'W.N.W. de Tehuacán dans le Département de Puebla, au Mexique, par Galeotti et classés par erreur comme appartenant aux terrains jurassiques, nous avons la certitude que l'étage Sénonien se continue jusque-là sans interruption."

E. Desor, dans son Tableau de la distribution des Echinides fossiles dans la Série des Terrains, dans sa "Synopsis des Echinides Fossiles," place sa Cidaris Galeotti dans le Terrain Jurassique (Indéterminé).

Coquand[2] rapporte les ostreas décrites par Galeotti à Urgo-aptien, à la subdivision de couches Rhodaniennes.

Félix et Lenk[3] on décrit de nombreux fossiles provenant d'une autre localité, San Antonio de las Salinas; la plus grande partie sont des coraux et ils en rapportent la formation au Néocomien. Tous les auteurs donnent à cette région fossilifère le nom de Tehuacán ou environs de Tehuacán, parce que c'est la localité la plus importante comme population; mais on devrait la désigner sous le nom de Zapotitlán, qui est le chef-lieu de la Municipalité et qui, du reste, se trouve au centre de la région.

---

1 A. d'Orbigny.—Cours Elémentaire de Palaéontologie et Géologie, t. II, fasc. II, p. 672.—Paris, 1852.

2 H. Coquand.—Monographie du genre Ostrea, Terrain Crétacé, Marseille, 1869. P. 163.

3 J. Felix und H. Lenk.—Beiträge sur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico.

DESCRIPTION TOPOGRAPHIQUE.

A l'Ouest de la ville de Tehuacán passe la sierra de montagnes de Zapotitlán (que les membres du Congrès doivent visiter, au moins sur une petite distance) que Virlet d'Aoust[1] appelait la Cordillère d'Anahuac. Cette chaîne est plus qu'une simple ramification centrale détachée du système de montagnes du Mexique, comme la considérait l'auteur cité; c'est la plus orientale qui, dans cette partie de son étendue, forme la limite de la Sierra Madre Occidentale Mexicaine.

Cet chainon se détache au Nord de la ville d'Oaxaca, près de Tomellín et court dans une direction S.E.-N.O., en formant le bord occidental de la vallée longitudinale de Tehuacán, et se prolonge par la sierra de Tentzo à l'Ouest de Molcajac, et plus loin se bifurque pour donner origine d'un côté à la petite sierra de Tepeaca et Amozoc et de l'autre à celle de Santa Marta et Huehuetlán. Celle-ci limite au Sud, sur une grande distance la vallée de Puebla et se prolonge ensuite pour former la Sierra Nevada qui sépare la vallée de Mexico de celle de Puebla, et dont les points culminants sont le Popocatepetl 5,450 m. et l'Iztaccihuatl, 5,280 m.

Dans la partie que nous devons visiter, cet rameau central est une seule sierra assez compliquée, très élevée, et mesurant en moyenne 45 km. de largeur. Elle se dresse entre la vallée de Tehuacán à l'Est et celle du Río Atoyac à l'Ouest. Cette première vallée, comme nous l'avons dit est longitudinale avec une altitude va-

---

1 Virlet d'Aoust Théodore.—Coup d'œil général sur la topographie et la géologie du Mexique et de l'Amérique Centrale in Bull. Soc. Géol. de France. 2e. s. XXIII, (1866) p. 14-50.

riant entre 1,650 m. à Tehuacán et 580 m. à son extrémité méridionale, au point où le Río Salado se réunit au Río Quiotepec. La seconde est une vallée transversale de second ordre, dans laquelle court le Río de San Martín Atexcal, qui est un affluent du Río Atoyac dans lequel il se jette avant le point de réunion avec le Río Acateco. C'est une vallée étroite, dont l'altitude varie entre 1,440 m. à Santo Tomás Otlaltepec et 1,855 m. à San Martín Atexcal.

Cette sierra de Zapotitlán qui, dans sa partie orientale, voisine de la ville, se compose d'une série de monts d'orientation fixe et parallèle à la vallée, se complique dans sa partie occidentale et s'y subdivise en nombreuses petites montagnes pour aller se réunir à la région montagneuse de la Mixteca, où se succèdent sans interruption et à la suite les unes des autres des collines dont l'altitude et les dimensions sont fort variables. Les unes résultent de l'érosion avancée dans les schistes cristallins qui ont été rongés et subdivisés d'une manière remarquable. Les autres proviennent des manifestations de l'activité volcanique dans cette région. Ces dernières élévations forment actuellement les montagnes les plus élevées qui sont venues introduire dans le relief une complication beaucoup plus grande, à tel point qu'il est impossible de découvrir aucun système d'arrangement dans leurs éléments, sur des centaines de kilomètres carrés qu'elles couvrent depuis ici jusqu'à la côte du Pacifique. Elles forment une seule région montagneuse au milieu de laquelle s'élèvent deux grandes chaînes parallèles et voisines de la côte du Pacifique. Cette région est aussi découpée, de temps en temps par des vallées très étroites, ayant tout au plus de un à deux kilomètres de largeur, et dans lesquelles courent des rivières, des ruis-

seaux et des torrents qui forment le drainage d'une grande partie du haut plateau central sur son bord méridional ainsi qu'au Sud-Est. Ces cours d'eau appartiennent presque tous au grand bassin hydrographique de la profonde rivière de las Balsas.

La Sierra de Tehuacán et sa prolongation, la sierra de Tentzo, ont leurs plus hautes élévations réunies dans l'Est, et paraissent faire face à la vallée de Tehuacán. Les principales sont: Le Cerro de Xacateca, 2,480 m.; celui de Las Tres Chiches, 2,450; celui de Pajarito, 2,600; celui de la Tarántula, 2,640 m.; celui de Tehuantepec, 2,520 m. Dans la partie occidentale, de beaucoup la plus étendue, les montagnes sont toutes de moindre élévation, et on peut citer comme points culminants parmi elles: Cerro Gordo, 2,570 m.; Salitrillo, 2,100 m.; Ometepec, 2,240 m.; El Campanario, 2,100 m. L'abaissement général du terrain continue jusqu'à ce qu'il atteigne la grande et profonde dépression produite par l'érosion dans les schistes cristallins et connue sous le nom de Mixteca baja, et s'étendant sur les parties limitrophes des Etats de Puebla et Oaxaca: dans cette dépressions sont compris les districts d'Acatlán et de Huajuápan qui appartiennent aux deux Etats cités, respectivement. La région fossilifère crètacée se réduit à la petite vallée transversale de Zapotitlán, qui commence un peu à l'Ouest de San Juan Raya et s'éxtend aproximativement dans une direction de W. à E., pour aller se réunir, à San Gabriel Chilac, à la vallée de Tehuacán. La petite rivière de cette vallée reçoit les eaux de la Barranca de Zapotitlán et après avoir reçu en outre les eaux de plussieurs torrents situés plus au Sud, ainsi que celles du río de Comulco, forme le río Salado. Cette dernière rivière se réunit au Río de Quiotepec pour traverser

la Sierra de Zongolica et jeter ses eaux dans le Río Papaloápam qui débouche dans le Golfe du Mexique. La ligne de division continentale des eaux passe à environ cinq kilomètres au Sud de San Juan Raya en suivant une direction N.S., mais un peu plus loin change vers le S.E., de telle manière que toutes les eaux du versant oriental de cette chaîne de montagnes s'écoulent vers le Golfe du Mexique. Comme on peut le voir dans le plan qui accompagne ce travail, la topographie de cette région se compose d'une étroite vallée transversale courant presque de l'Est à l'Ouest, et limitée au Nord et au Sud par des chaînes de montagnes assez élevées: celles du Nord sont escarpées et celles du Sud offrent une pente moins prononcée. De ces dernières se détachent des contreforts qui, en arrivant dans le fond de la vallée, se décomposent en collines de pente douce et peu élevées au-dessus du niveau de la vallée; les unes sont déjà détachées par l'érosion du versant des montagnes principales qui commencent à former la zone de collines de la base, tandis que les autres sont encore unies au versant principal et offrent à leur cime une pente douce qui permet d'arriver facilement à la moitié de la hauteur des grands monts et même plus haut.

Les formes du terrain présentent des types différents, suivant la nature des roches qui constituent le terrain et aussi suivant le degré de destruction produite par l'érosion et la structure de chacun des éléments du relief. Les monts étant composés de schistes et de calcaires; les schistes dans la partie inférieure de la montagne se rencontrent seuls, en grands morceaux verticaux, ou avec des intercalations de couches de grès et de calcaires, plus ou moins résistantes. Ces couches forment des zones de plus ou moins d'épaisseur. Dans la partie

supérieure des monts, on trouve des calcaires compacts qui forment une couverture protectrice pour les schistes qui se trouvent au-dessous. En conséquence, la forme des monts est le résultat de l'érosion sur ces roches et de la structure du terrain. Dans la partie septentrionale, les monts offrent une pente douce sur leur versant, mais cette pente est un peu plus forte vers la partie centrale et elle est même abrupte ou escarpée dans la partie supérieure, où l'on rencontre des escarpements de grande hauteur. Dans la partie orientale, les monts présentent une pente plus uniforme, mais assez prononcée: en certains endroits, en raison de l'intercalation de roches résistances, des calcaires entre les schistes fragiles, les pentes forment d'escaliers. Cependant il faut ajouter que ces endroits ont peu d'étendue, et les échelons sont peu élevés. On les voit seulement là où les couches sont horizontales ou légèrement inclinées ou légèrement ondulées. Sur le bord méridional de cette petite vallée les pentes sont moins fortes et plus uniformes, et dans la partie basse on peut apercevoir quelques roches éruptives, formant de petites éminences qui interrompent les pentes générales. Dans les endroits où existent de forts bancs de calcaires, ceux-ci forment des crêtes qui coupent brusquement le plan de la pente. Le fond du vallon est rempli d'argiles et de charroi: les premières atteignent une épaisseur considérable.

GÉOLOGIE.

De Tehuacán à Zapotitlán et San Juan Raya.

De Tehuacán à Coapa, la route suit la vallée et on y trouve la continuation de la formation de la ville de Tehuacán, c'est-à-dire des argiles impures et assez cal-

caires, qui proviennent du résidu laissé par la dissolution des calcaires de la sierra de Zapotitlán, transportés dans la vallée. Ce résidu, avec les calcaires procédant de l'altération in situ du tuf calcaire du dépôt laissé par les eaux minérales des sources qui coulent dans cette partie de la vallée, forme ce que les géologues Dollfus et Montserrat[1] ont appelé le tuf diluvien, après y avoir rencontré, près de San Jerónimo, des ossements d'Elephas Columbi Falconer.

A Coapa commence la montée de la petite chaîne de montagnes, sur des calcaires argileux qui renferment des intercalations de couches de schistes marneux jaunâtres, contenant du gypse. Ces schistes sont très altérés et même partiellement de calcifiés ils recouvrent les calcaires compacts avec concrétions de silex. Ces marnes gypseuses atteignent une grande épaisseur, jusqu'à 90 m. dans le Cerrito del Calvario, à l'Ouest de Coapa et de 150 m. dans le Cerro Blanco, un peu au S.W. du précédent, et où se trouve le calcaire compact, non fossilifère. Elles forment la limite inférieure du groupe puissant de couches de calcaires compact résistants, gris, qui constituent la partie supérieure des hautes montagnes de cette sierra, ainsi que la masse principale de la Sierra de Tentzo, etc., et de toutes les élévations qui limitent la vallée de Tehuacán, depuis son origine en Tepeaca et Tecamachalco. Ensuite elles se dirigent vers l'Orient jusqu'aux cumbres de Maltrata et d'Orizaba: elles ont été désignées sous le nom de calcaire de Maltrata et d'Escamela par Böse.[2] On y rencontre réunies ces

---

1 A. Dollfus. E. de Monserrat et P. Pavie. Mémoires et notes géologiques. Note accompagnant la coupe de Tehuacán à Puebla. in *Archives de la Commission Scientifique du Mexique,* t. II. p. 370. Paris. 1867.

2 Dr. Emile Böse. Geología de los alrededores de Orizaba. Boletín del Instituto Geológico de México, No. 13, pp. 6 y 10. México, 1899.

deux subdivisions, et elles correspondent probablement à une partie de la division Schistes de Necoxtla du même auteur[1] et constituent la série Mésocrétacée Mexicaine que nous avons appelée auparavant[2] Crétacé moyen. Le manque presque complet de fossiles dans ces calcaires, rend impossible la subdivision de cette série dans cette partie du pays.

Les marnes gypseuses recouvertes de calcaire compact, avec des nœuds et des concrétions de silex, forment, à la montée de Coapa un petit anticlinal, très ouvert, car les couches, presque horizontales présentent de chaque côté de la crête des monts, une legère inclinaison au N.E. et au S.W., de manière que la direction de l'anticlinal est: N.W.-S.E. A l'Ouest de l'Hacienda del Riego, ces marnes gypseuses offrent une direction N.S. avec une inclinaison de 25° à l'W. Dans leur partie inférieure elles portent comme intercalations des couches de calcaire compact avec des nœuds de silex, et avec l'intermédiaire de grès calcaires jaunâtres, alternant avec des marnes gypseuses de couleur blanc-jaunâtre, elles passent à un conglomérat calcaire, composé de petits fragments de calcaire compact unis par un ciment argileux. Ces marnes changent leur direction et leur inclinaison, à N. 20° W. avec inclinaison de 50° au S.W.; plus loin, par l'intermédiaire d'une petite fracture, elles prennent la direction N. 20° E. et inclinaison de 75° au N.W. Ici l'épaisseur des marnes est de 130 m.

Dans la descente du Cerro Blanco à San Antonio Texcale, appelé aussi San Antonio de las Salinas, on aperçoit à la surface du sol les schistes gris, noirs et grisâ-

1 Dr. E. Böse. Ibid. p. 5 et 6.
2 Aguilera. Boletín del Instituto Geológico. Nos. 4, 5 y 6. México, 1896.

tres, fossilifères, avec intercalations de forts bancs de calcaires à Monopleuras et des lits de coraux, d'où procèdent la plus grande partie des espèces décrites par Felix et qui sont coupés par une roche éruptive qui apparaît aussi dans la cime del Zopilote,[1] excessivement, fracturée et altérée, mais qui, par ses caractères mieux conservés dans la pente du Cerrito de Tecoyuco, près de San Antonio de las Salinas, semble être une labradorite. mais qui étudiée au microscope et par sa composition chimique, on peut la classifier comme une andésite à hornblende, d'après Ordóñez. La roche se présente en plaquettes minces qui lui donnent l'apparence de l'ardoise, avec laquelle on pourrait la confondre si on n'en fait un examen attentif sur le lieu même.

Les couches de schistes renfermant des éponges, des coraux et des Monopleuras sont verticales au fond de la barranca de San Antonio, près du Rancho de Ayucingo, avec une direction N. 60° W. Près d'Ayucingo, dans le chemin qui va de ce Rancho à El Riego, les schistes suivent une direction E. à W. avec inclinaison au N., de 50°; en arrivant près du point de contact avec les calcaires renfermant du silex avec des intercalations de marnes, la direction change à N. 60° W., avec inclinaison de 20° au N.W., ces schistes s'étendent sur toute la distance comprise entre le versant Sud du Cerro de Tehuantepec et le Rancho de Ayucingo au N., jusqu'aux Salinas de San Gabriel au Sud, et de l'Est à l'Ouest, depuis la grande crête sur le flanc des Cerros de San Andrés et El Zopilote, jusqu'à Zapotitlán et le Cerro de Corral de Piedra. A l'Ouest, les schistes sont pliés et dis-

---

1 Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik México. von Dr. J. Felix und Dr. H. Lenk. III Theil mit 9 Tafeln (in Palaeontografica, Band XXXVII. Stutgart. 1891. pp. 748).

loqués, et la direction dominante de l'axe des plis et des crêtes des couches est N.W. à S.E. tandis que l'inclinaison le plus constant est S.W. et parfois N.E. Ils sont fossilifères et portent quatre grands bancs de calcaire de Monopleuras.

Le chemin de San Antonio de las Salinas à Zapotitlán suit sur les schistes, et dans le trajet, on peut voir comment la direction et l'inclinaison des couches de schistes soufrent des variations à cause de petites fractures du terrain. Sur la distance qui sépare Salinas Chicas de Zapotitlán, apparaît à la surface une roche éruptive altérée qui présente des zones concentriques d'altération, et que les habitants du pays appellent *xocotamal*, probablement à cause de la forme ellipsoïdale assez fréquente dans les noyaux résistants des blocs altérés. Cette roche, mais moins altérée, forme le monticule du bord de Zapotitlán, sur lequel est construite la petite église de El Calvario. Elle aparaît aussi sous la forme d'une masse éruptive dans le Cerro de Corral de Piedra au Sud du village de Zapotitlán, avec une structure prismatique et formant des zones concentriques assez grosses, situées sous le calcaire compact gris de la cime de la montagne. Ce calcaire se trouve en couches presque horizontales dans la cime du Cerro de Corral de Piedra, sans former de voûte, comme c'est le cas pour les lacolites; la roche éruptive est injectée dans la masse du cerro composée de schistes à la base et de calcaire dans la partie supérieure, et elle est située entre les schistes et le calcaire. Le monticule de El Calvario, d'après toutes probabilités, est une ramification de cette masse éruptive que l'on ne peut appeler proprement une lacolite, car elle n'occupe pas le centre, sinon un côté du mont, et les roches sédimentaires ne forment pas une zone périphé-

rique à la roche éruptive avec pente vers la périphérie; le calcaire de la cime ne forme pas non plus de voûte. Bien que son origine soit sans aucun doute relationnée avec celle des lacolites, il s'agit évidemment ici d'une roche qui a été injectée entre deux groupes de couches en conséquence du plissement et de la dislocation de ces roches sédimentaires.

Zapotitlán, bâti au pied du cerrito de Natucho, est situé presque sur la limite de la formation schisteuse et des grès et schistes de San Juan Raya. On y trouve des grès calcaires verdâtres et jaunâtres alternant avec des schistes jaunâtres et gris, fossilifères, qui renferment des groupes de schistes de couleur brune ou rougeâtre, sans fossiles. Avant d'arriver à Zapotitlán, on peut observer le commencement d'un changement dans la nature des roches: premièrement, de distance en distance commencent à apparaître des couches de grès calcaires, à fin grain et d'une couleur verdâtre ou jaunâtre, et peu à peu ces couches acquièrent une plus grande prépondérance jusqu'à ce qu'elles arrivent à former la constitution essentielle du terrain entre Zapotitlán et la Barranca ou Ravin del Tabaco, avec des intercalations de minces couches de schistes. Malgré ce changement pétrographique, le caractère de la faune se conserve la même que celle des schistes, c'est-à-dire qu'il se compose d'éponges, de coraux, de monopleuras que l'on rencontre détachées, et dans cet espace on peut observer la présence et même une abondance relative de Nérinées.

Dans la partie basse du vallon la roche éruptive se montre à fleur de terre; elle s'étend au Sud jusqu'au ravin de Zapotitlán et au Nord elle forme une petite colline qui s'étend sur une distance d'environ 1,200 m. se dirigeant à peu près de l'Est à l'Ouest, et au pied des

cerros qui forment le bord septentrional du vallon de Zapotitlán. Vers. le Couchant, la roche éruptive s'étend jusqu'au Ranchito de la Virgen. Cette manifestation de roche éruptive couvrant une étendue relativement restreinte, est assurément relationnée aussi avec celle du Cerro del Corral de Piedra, car elle est de la même nature et se trouve dans le même degré d'altération. C'est une roche intrusive que l'érosion a mise à découvert aussi bien ici que dans les autres endroits déjà cités.

Les grès et les pierres calcaires forment un ensemble de couches concordantes avec orientation uniforme N. 20° à 30° W., avec inclinaison variable au S.W. compris entre 30° et 15°. Entre le ravin del Tabaco et celui del Agua del Burro, commencent à apparaître des bancs de calcaire compact intercalés, et dans le ravin del Agua del Burro on voit le dernier banc important de Monopleura.

Au-dessus de ce banc de Monopleura vient un banc de Nérinées et en cet endroit commencent les grès et les schistes de San Juan Raya qui conservent la même direction N. 30° E. à N. 30° W., avec inclinaison au N.W. ou S.W., respectivement, parfois très forte, mais en général de 25 à 40°. En outre ils forment de petits replis, de vraies ondulations et se terminent à l'Ouest de San Juan Raya où ils prennent la position horizontale.

Malgré la concordance absolue de toutes ces roches sédimentaires, la différence qui existe dans le caractère pétrographique et dans les fossiles qu'elles renferment, permet de distinguer avec entière précision et facilité trois grandes divisions, à savoir: La division de Zapotitlán, et celle de San Juan Raya qui appartiennent à la Série Eocrétacée, et la division Cipiapa qui correspond à la Série Mésocrétacée. La division inférieure de la

Série Eocrétacée ou division de Zapotitlán, comprend les schistes fossilifères de San Antonio de las Salinas, Zapotitlán, de Salinas de Miahuatepec, de Salinas de San Pedro, etc. Dans ces schistes, et dans la localité de San Antonio de las Salinas, Felix[1] a recueilli 46 espèces et en a décrit 37 ainsi que deux nouveaux genres, à savoir:

Porites sp.
Thamnaraea holmoides Felix.
Polyphylloseris polymorpha Felix.
Thammastraea Xipei Felix.
,, Barcenai Felix.
,, cf. stricta de From.
,, Tenochi Felix.
,, Crespoi Felix.
Mastophyllia conophora Felix.
Latimaeandra Steini Felix.
,, Sauteri Felix.
,, Montezumae Felix
,, Tulae Felix.
Cyathoseris petalophyes Felix.
Siderofungia Zitteli Felix.
,, irregularis Felix.
Thamnoseris arborescens Felix.
Calamophyllia Sandbergeri Felix.
Cladophyllia Miroi Felix.
Hydnophyllia Wollheimi Felix.
Cryptocoenia neocomiensis d'Orb.
Cryptocoenia micrommatos Felix.
Cyathophora atempa Felix.
Pleurocoenia cf. polygonalis From.
Pleurocoenia provincialis D'Orb.
Astrocoenia globosa de From. sp.
Phyllocoenia cyclops Felix.
,, nannodes Felix.
Eugyra neocomiensis de From.
,, Cotteaui de From.
Dendrogyra Mariscali Felix.
Stylophora tehuacanensis Felix.
Prohelia anomalos Felix.
Cyphosoma aquitanicum Cott.
Serpula gordialis Schloth. var. serpentina Gold.
Dimya subrotunda Felix.
Monopleura Tulae Felix.
,, Otomitli Felix.
,, Votani Felix.
Anodonpleura speciosa Felix.
Cardium cymotomon Felix.
Natica Omecatli Felix.
Nerinea Titania Felix.
,, euphyes Felix.
,, (Ptygmatis) loculata Felix.

1 Felix et Lenk l. c. II, p. 169.

Nous n'avons trouvé que quelques-unes des espèces décrites par Felix dans la division Zapotitlán; d'autres ont été observées à la fois dans la division de Zapotitlán et S. Juan Raya, et d'autres encore exclusivement dans cette dernière division et par cette raison nous osons croire qu'il y avait une confusion de localités, les fossiles de différents horizons ayant été mélangés. Peut-être aussi ces fossiles ont été recueillis isolés dans la barranca de Ayucingo près de S. Antonio de la Salinas, et là ont été mélées les espèces par les eaux à l'époque des pluies. Ainsi s'expliquerait, que quelques espèces de la division S. Juan Raya qui se trouvent au-dessus du Rancho de Ayucingo aient pu se mêler avec d'autres de la division Zapotitlán.

Dans la divisions San Juan Raya, Nyst et Galeotti[1] recueillirent et décrivirent:

Trigonia plicato-costata; Nyst et Galeotti.
Ostrea acuticosta Nyst et Galeotti.
„ similis „ „ „
Ceritihum suturosum „ „ „
„ Bustamanti „ „ „
„ cingulatum „ „ „
Terebra minuta „ „ „
Ammonites Rioi „ „ „
„ reconditus „ „ „
Cidarites propinquus Münster.
„ pustulosus Nyst et Galeotti.
„ glandiferus Goldfuss.

1 Bulletin de l'Académie Royale de Belgique, t. VII, 2e. Partie, No. 10, pp. 221, 230, pl. 10 et 11, figs. 1, 12. 1839.

En 1876 de Loriol[1] a décrit sous le nom de Pseudocidaris Saussurei, les radioles d'un echinide procédant de Tehuacán. Cotteau[2] en décrivant le Pseudosidaris Saussurei de Loriol dit: "Les échantillons que nous allons décrire proviennent de la collection Michelin et appartiennent à l'Ecole des Mines de Paris. Suivant l'étiquette, ils ont été recueillis à Tehuacán (Amérique Septentrinale) et se composent d'un test assez bien conservé et d'un certain nombre de radioles. C'est par erreur que Michelin a rangé cette espèce dans le genre Cidaris, sous le nom de Cidaris Galeotti; elle fait partie du genre Pseudocidaris et sa place, par l'ensemble de ses caractères et la forme de ses radioles, dans le voisinage du Pseudocidaris clunifera, assez abondant dans le terrain néocomien de la France et de la Suisse."

Il est surprenant que des spécialistes aussi remarquables aient laissé passer inaperçu le Cidaris Galeotti-Desor, que cet auteur décrit à la page 10 de sa Synopsis des Echinides Fossiles,[3] dans les termes suivants:

"Cidaris Galeotti Desor Syn. Cidaris propinqua Galeotti, Bull. de l'Acad. des Sc. de Bruxelles, 1840. Tom. VII, p. 218 Tab. XV. Petite espèce qui rappelle un peu C. proquinqua, mais qui en diffère cependant par ses cercles scrobiculaires plus serrés et partant par ses tubercules proportionnellement plus nombreux, par ses ambulacres composés de granules encore plus petits et surtout moins réguliers. Radioles. A cette espèce se trouvent associés des radioles voisins de ceux du C. pyrifera,

---

1 P. de Loriol Lefort. Note sur quelques espèces nouvelles appartenant à la classe des Echinodermes. Mém. de la Soc. de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève, t. XXIV, p. 17 pl. 11, fig, 6, 8. 1876.

2 M. Cotteau.—Echinides Nouveaux ou peu connus. No. 121, p. 219, pl. XXXI, figs. 1-4.

3 E. Desor.—Synopsis des Echinides Fossiles. p. 10. Paris et Wiesbaden, 1858.

à tige courte, à surface granuleuse et carénée au sommet. Calc. Jurassique de la Cordillière d'Anahuac, à douze lieues à l'W.N.W. de Tehuacán (Mexique) (Galeotti) Coll. Michelin.

Comme on le voit, il ne peut exister aucun doute de ce qu'il s'agit de la même espèce, considérant que faisait partie de la collection Michelin l'échantillon classifié par Nyst et Galeotti, et apporté par ces savants en Europe et qu'il a servi à Desor pour établir sa détermination. Le Pseudocidaris Saussurei de Loriol doit passer à la synonymie de Pseudocidaris Galeotti (Desor). C'est avec intention que nous avons appelé l'attention sur cet oubli, car il s'agit d'un fossile caractéristique de cette division du Crétacé Mexicain, qui est représenté très abondamment par ses radioles, bien que les tests, en raison de leur fragilité, soient relativement rares.

La division Cipiapa, dépourvue de fossiles et composée de groupes de couches de calcaire avec intercalations de zones de schistes, ne peut se subdiviser qu'en horizons pétrographiques qui ne peuvent s'utiliser que dans les endroits immédiats où la continuité de ces couches soit manifeste.

J'ai essayé, bien que sans résultat, jusqu'aujourd'hui, de subdiviser en zones chacune de ces grandes divisions fossilifères, car s'il est vrai que quelques formes prédominent en certains niveaux, cependant on les rencontre aussi au-dessous de ces niveaux bien caractérisés par leurs fossiles. Dans la division Zapotitlán, on ne peut établir que deux rameaux; l'un inférieur que nous appelons: Las Salinas, composé de schistes avec éponges et coraux ainsi que des bancs de Monopleura, et dans la partie supérieure duquel nous n'avons rencontré qu'une seule Ammonite du genre Desmoceras, du groupe Desmoceras

Beudanti. Enfin le rameau supérieur que nous désignons sous le nom de Zapotitlán, et qui est formé de schistes avec des grès calcaires et des coraux Nérinées, Monopleura, Vola cfr. atava Pholadomya, cfr. gigantea, Astarte, etc.

La division San Juan Raya est caractérisée par l'Ostrea Bousingaulti?, Pseudocidaris Galeotti, espèce voisine de Pseudoclunifera, etc., etc. Cette division peut aussi se subdiviser en deux rameaux: l'un inférieur, composé de schistes et de grès très abondants en fossiles, caractérisés par l'Ostrea Boussingaulti ? dans ses formes multiples et variées; la Trigonia pliacata costata, Pseudocidaris Galeotti, Pseudocidaris cfr. clunifera.

Cladophyllia Miroi Felix.
Turritella subminuta (d'Orbigny).
Glauconia cingulata (Nyst et Galeotti).
Glauconia suturosa (Nyst et Galeotti).
Glauconia Bustamanti (Galeotti).
Trigonia plicato costata (Nyst et Galeotti).
Phylloceras Tioti (Nyst et Galeotti).
Lytoceras reconditus (Nyst et Galeotti), etc.

différentes espèces de Cyprina, Pterocera, Tylostoma, Cryptogervilleia, Euconacteon, Chenopus, Cerithium, Fusus, Trachynerita, Neritina, Nerinea et des coraux.

Enfin la subdivision Temaxcalapa ou division supérieure qui renferme Natica, Purpuroidea, Tylostoma ? princeps, des éponges, de la Rhynchonella, Puzosia ? Cette dernière division se trouve sous les calcaires compacts avec silex de Mésocrétacé qui, ici, représentent les calcaires d'Orizaba.

Si nous comparons la faune de la division Zapotitlán avec la faune européenne et la faune américaine, nous

trouvons qu'elle n'a pas d'égale qui puise nous servir de guide pour déterminer l'étage auquel elle correspond; d'un autre côté la rareté des céphalopodes et l'abondance d'espèces nouvelles rendent cette détermination encore plus difficile.

Comme on l'a vu dans l'introduction, les couches fossilifères de San Juan Raya ont été placées par les auteurs qui s'en sont occupés, en différents étages du Crétacé, tandis que Nyst et Galeotti, qui ont découvert cette localité, les placent dans le Jurassique. De leur côté, Felix et Lenk, se basant sur les fossiles qu'ils recueillirent à San Antonio de las Salinas, considèrent cette faune comme neócomienne. Lapparent considère probable que la base des calcaires à rudistes des sierras mexicaines[1] appartient au Barrémien et y place les couches même du Monopleura du Mexique,[2] dans son Tableau du synchronisme des assises eocrétacées et déclare que les Diplopedia Malbosi et Salenia Prestensis qui ont été recueillis près de Tehuacán avec Pseudocidaris cfr. clunifera, indiqueraient le passage du Barrémien à l'Aptien[3] Malheureusement nous devons déclarer que dans la localité que M. de Lapparent appelle Tehuacán et qui n'est autre que San Juan Raya, n'existent ni la Diplopodia malbosi, ni la Salenia Prestensis qui ont contribué d'une manière si importante à determiner l'âge des couches fossilifères de Tehuacán.

La faune de San Juan de Raya, par ses glauconias, naticas, cyprinas, ostreas, ptychomias, etc., rappelle la faune d'Utrillas en Espagne, décrite par Coquand,[4] et

1 A. de Lapparent.—Traité de Géologie, 5ème édition, p. 1,336. Paris, 1906.

2 A. de Lapparent. Ibid.

3 Lapparent. Ibid. p. 1351.

4 Coquand. Etage Aptien de l'Espagne.

qui a été considérée d'abord comme de l'Aptien et, plus récemment, a été rattachée à la base de l'Albien. Elle a aussi une certaine ressemblance avec la faune de l'Aptien de la Perte du Rhône décrite par Pictet et Renevier[1] et, la faune américaine de Trinity beds du Texas et celle des environs de Salzsees Baskuntschak,[2] (Russie) se ressemblent à la partie supérieure de la division de San Juan Raya.

Le petit nombre de céphalopodes qui existent dans la Division San Juan Raya sont extrêmement rapprochés (quelques uns même sont identiques) d'espèces décrites par Pictet et de Loriol, dans le Néocomien de la montagne des Voirons à l'Est de Genève. Les relations de la faune de San Juan Raya peuvent s'apprécier clairement par le tableau ci-joint, dans lequel nous avons fait entrer toutes les espèces européennes qui se rapprochent le plus des nôtres.

En tenant compte de toutes les ressemblances indiquées dans le tableau ci-joint, je crois que l'on peut considérer comme représentant la partie supérieure de la série Eocrétacique, depuis le Barrémien supérieur jusqu'à l'Aptien, la division complète de Zapotitlán et celle de San Juan Raya, mais seulement dans sa subdivision inférieure ou subdivision San Juan Raya, tandis que la subdivision Temaxcalapa appartiendrait en partie à l'Aptien, formant le commencement du passage à l'Albien, qui, dans ce cas, serait représenté par des schistes sans fossiles. Ces schistes viennent directement au-des-

---

1 Pictet et Renevier. Description des fossiles du terrain Aptien de la Perte du Rhône et des environs de Sainte Croix, in Matériaux pour la Paléontologie Suisse. Ière série. Genève. 1858.

2 Fauna und Alter der cretaceischen Sandsteine in der Umgebund des Salzsees Baskuntschak. Inaugural-Dissertation Universität Freiburg. i. Br. von Boris v. Rehbinder. St. Petersburg. 1902.

sus de Temaxcalapa et au-dessous des calcaires compacts de la partie supérieure des montagnes, qui ici, correspondent à la Division Cipiapa et qui, formant la continuation des calcaires de Escamela et de Maltrata, doivent se rapporter au Cénomanien.

TECTONIQUE.

La tectonique est assez monotone et fort simple: la montagne est formée d'un groupe de couches de grès, de schistes marneux et de calcaires comprimés en plis peu reconnaissables à la partie supérieure, mais assez bien caractérisés à la partie inférieure. Ces couches ont une direction N.W.-S.E. qui est aussi celle des lignes structurales du pays. Les calcaires de la partie supérieure, qui forment le sommet de la montagne ne sont que fracturés, car leur rigidité ne s'est pas prêtée à la compression; ils présentent de faibles inclinaisons au N.E. ou au S.W.; ou bien ils sont presque horizontaux et forment des plissements très ouverts qui constituent une couverture assez résistante contre l'érosion, et, en certains endroits, ils se conservent assez régulièrement pour former de petits plateaux; les schistes sont beaucoup plus plastiques, et en conséquence, sont généralement disloqués; ils forment une succession de couches inclinées ordinairement vers le S.W., et qui courent communément du N.W. au S.E. variant parfois jusqu'à N.E.-S.W. Elles atteignent cette direction soit par l'intermédiaire de plis très doux, véritables ondulations des couches, ou bien par des fractures de petites dimensions et formant des sauts de 1 jusqu'à 5 mètres. Ces schistes, dans les parties les plus basses, découvertes par l'érosion, présentent des plis très petits, serrés, quel-

ques-uns ayant la forme d'un éventail, comme on peut le voir sur le chemin de Salinas de San Pedro à Salinas de Miahuatepec. Les grès, un peu plus résistants, amenant des intercalations de schiste d'épaisseur variable, et possèdent une plasticité ou compressibilité presque semblable, bien que moindre, à celle des schistes. Aussi sont-ils moins plissés et forment des ondulations de plus ou moins d'étendue; mais la disposition prédominante est celle de couches se soulevant à angles de 10 à 25° sur l'horizon et suivant une direction générale N.W.-S.E. et, dans quelques endroits, N.E.-S.W. ces couches sont traversées par de petites fractures avec des sauts insignifiants, comme les schistes. Ainsi donc, la petite Sierra de Zapotitlán se compose d'un pli anticlinal très ouvert qui se lève dans la vallée de Tehuacán et qui forme le bord oriental de la sierra; ce pli est suivi d'un autre, synclinal, parallèle, de peu d'étendue et formant la crête la plus élevée; puis, de schistes disloqués et plissés, formant le versant occidental qui va se terminer dans le vallon de San Martín Atexcal, où les grès et les schistes son horizontaux. Cette variété de roches donne au paysage un caractère dictinct: les grès, avec intercalations de schistes argileux et de marnes, donnent origine, grâce à l'érosion, à des flancs en escalier, à pente douce, et à de petits plateaux et même des plaines. Les schistes produisent des flancs escarpés, à pente uniforme, et ce n'est que dans les endroits où se présentent de grands bancs de calcaire de monopleura ou des couches lenticulaires de calcaires de coraux, que s'interromp brusquement l'uniformité de la pente; les calcaires, quand ils sont horizontaux ou ne présentent qu'une légère inclinaison, forment des plateaux au bords escarpés, d'une élévation et d'une étendue fort considérables. Quand ils

sont inclinés ils produisent des flancs abrupts et escarpés sur le côté des calcaires ou têtes des couches, et des flancs doux et assez uniformes sur le côté de l'inclinaison des couches. A l'Ouest, et déjà hors de la région fossilifère de San Juan Raya, près de la limite de ces sédiments crétacés qui s'appuient sur les gneiss et les schistes cristallins archaïques de Oaxaca et du Sud de Puebla, on trouve de petites étendues de terrain couvertes de grès et de schistes du Triasique Supérieur et de l'Infraliasique. Plusieurs fractures et une faille se dirigeant du N.W. au S.E., coupent les sédiments en les disloquant et ainsi les forcent à prendre une direction N.S., verticalement, ou bien N. 70° W., avec inclinaison de 10° au N.E. Ainsi, la série Eocrétacique, dans sa division San Juan Raya reste adjacente à la division Matzitzi du Triasique supérieur, dont les couches ont d'abord une inclinaison au N.E., puis courrent N.S. avec inclinaison de 25° à l'Ouest. Ensuite de nouvelles fractures les forcent à prendre la direction E.W. avec inclinaison au N.

La sierra de Zapotitlán est donc une montagne de plissement, où l'érosion a rongé et coupé par des ravins assez importants, le flanc ou versant occidental, plissement dû au effort ou pression tangentielle prédominante, quand s'est formée cette partie de la Serra Madre Occidentale Mexicaine.

La vallée de Tehuacán, dans se partie méridionale, paraît avoir été formée par une fracture qui souleva son bord oriental à plus de 600 m. de hauteur, donnant ainsi origine à la sierra de Zongolica. Les calcaires compacts de la sierra de Zapotitlán, qui forment le flanc vers la vallée de Tehuacán, jusqu'au fond de laquelle ils s'inclinent, dans la sierra de Zongolica, occupent les hau-

teurs où ils se trouvent dechirées en petits blocs par l'érosion. Celle-ci, après les avoir détruits dans presque toute leur épaisseur à l'Est de Tehuacán, les a subdivisés en formant les petites cimes des montagnes voisines de San Bernardino Lagunas et Zoquitlán. De cette manière, dans la vallée de Tehuacán, et dans l'espace occupé par la ville les deux versants, au même niveau topographique, offrent la constitution suivante: Le versant occidental est formé des calcaires du Crétacé moyen, tandis que le versant oriental est composé des schistes et des grès du Crétacé Inférieur.

Prés de Tehuacán et plus au Sud, ce dernier versant est formé de schistes micacés qui s'appuyent sur les gneisses de Tomellín. On comprend facilement que cette disposition ne correspond pas à ces couches par simple plissement, si l'on considère que la succession des plis devrait donner au bord oriental la disposition d'un pli anticlinal dans lequel devraient apparaître les mêmes couches qui composent le flanc occidental, mais avec une inclinaison contraire, de telle sorte qu'elles se réuniraient les unes et les autres dans le fond de la vallée en formant un synclinal. Or, au lieu de cette disposition on remarque que les couches les plus anciennes suivent la même direction et la même inclinaison que celles de la Sierra qui limite la vallée à l'Ouest; et ainsi nous voyons l'un à côté de l'autre deux groupes de couches qui devraient se trouver superposés.

Cette fracture permit la formation d'un lac étroit qui s'étendait au Sud jusqu'au bord septentrional actuel de la vallée d'Oaxaca, et acquérant sa plus grande profondeur dans le voisinage de Tehuacán, où se sont déposés les grès marneux que nous désignons sous le nom de division Calcahualco, et que, en raison de sa position

au-dessus des calcaires et des marnes gypseuses du Crétacique, nous avons rapportés provisoirement à l'Eocèn. Sur ces grès viennent les conglomérats rouges de Venta Salada, Tecomavaca, etc., qui, déchirés par l'érosion, forment les pittoresques escarpements du défilé de Tomellín; ceux-ci sont composés de gneisses, schistes cristallins et blocs de calcaire crétacé avec des rognons et concretions de silex noir. Ces conglomérats et ces grès remplirent le lac tertiaire de Tehuacán dont les eaux, après avoir atteint un niveau assez élevé, commencèrent à déborder vers l'Est, en coupant la sierra de Zongolica par un défilé qui devint de plus en plus profond en raison de l'augmentation d'énergie imprimée aux eaux courantes par les derniers mouvements orogéniques de la région. Les eaux dépensaient cette énergie en transportant une grande partie de la masse de conglomérats pendant qu'elles ouvraient le lit des courants qui forment le drainage de la vallée de Tehuacán et de celle de Almoloya et de Quiotepec. Elles en arrivèrent même à mettre à découvert, dans les parties basses, les grès marneux de la base.

L'histoire de toute cette région peut donc se résumer de la manière suivante: Le massif archaïque du pays, qui occupe une grand partie de l'Etat de Oaxaca, depuis cette ville jusqu'au Pacifique, à Pochutla, Tehuantepec et autres points de la côte, s'étendait vers le Nord de l'Etat de Guerrero et dans le N.E. et le N. de l'Etat de Oaxaca, pénétrant jusque dans l'Etat de Puebla dans le District de Tehuacán, juste au S.-S.W. de la région fossilifère de San Juan Raya, ce massif fut soumis à une érosion ininterrompue durant le Temps Paléozoïque et presque toute la période Triassique; à la fin de cette dernière période se formèrent des lacunes réparties dans

une zone périphérique, au N. de ce massif, dans les Districts de Huajuapan, Tlaxiaco et Silacayoapan, de l'Etat de Oaxaca, et dans les districts d'Acatlán, Matamoros, et Tehuacán de l'Etat de Puebla. Les sédiments formés dans ces lacunes s'accumulaient graduellement à mesure que le terrain de cette zone périphérique, assez large, s'enfonçant, dans la même proportion qu'augmentait l'épaisseur des sédiments. Dès le commencement de la Série Eojurassique ou Liassique, commença un soulèvement de toute une grande étendue de terrain du pays, y compris la zone principale du massif archaïque du Sud de Tehuacán; et ce soulèvement se continua dans cette localité jusqu'au commencement de l'ère Eocrétacique, quand se produisit de nouveau un enfoncement général, grâce auquel se déposèrent les sédiments des séries Méso et Néocrétaciques et au début de l'Eocèn, quand commença le mouvement ascendant général épéirogenique qui, atteignat une élévation considérable au-dessus du niveau de la mer, donna origine à la formation de marnes gypseuses au sein de quelques lacs, alors se produisit aussi le mouvement orogénique qui devait former les montagnes de cette contrée. Tous ces efforts plièrent et fracturèrent en grands blocs les couches crétacées qui atteignirent des élévations supérieures à 3,500 m., au-dessus du niveau de la mer. En faveur de failles et de fractures commença la diversification du relief qui se divisa en sierras anticlinales parallèles et en vallées synclinales et de fractures disposées parallèlement ou à la suite unes des autres. Nous avons dit que dans la vallée de Tehuacán, il s'était formé une faille dans la partie méridionale; le plissement des couches atteignant le massif archaïque encore très élevé, formait des bandes qui contournaient parallèlement ce massif archaïque, en for-

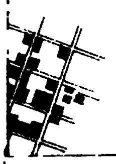
mant de grands anticlinaux ouverts ou fractures des couvertures calcaires.

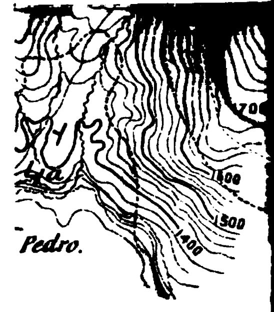
Le régime qui prévalut durant le Crétacé Inférieur, fut celui d'eaux assez profondes: d'abord une facies boueuse durant laquelle se formèrent les schistes argileux sans fossiles, suivie d'une facies mixte boueuse avec intervalles pendant lesquels elle passait à facies de récif et alors se déposaient les bancs de calcaire de monopleura et de coraux, les couches lenticulaires d'éponges et de coraux. Puis vint une période d'eaux peu profondes de régime arénacé, pendant lequel il y eut des intervalles plus ou moins longs où ce régime fut remplacé par le régime boueux, et c'est ainsi que se formèrent les grès verts avec intercalations de schistes non fossilifères, de couleur rouge grisâtre, de diverses nuances ou parfois bigarrés.

n San Ju

.CES EUROPÉENNI	Temaxcalapa.
Sc lla Orbignyna Lori.	+
contorta d'Orbi	
Do nom.....	+
Se rculifera (Koch e	
er)	
tryonia rectangular	
ner)	
M. olis Coquand	
phemus Coquand ...	
ssingaulti Leymerie	
" "	
os Coquand	
Sc a Deshayes	
Si (Roemer)	

Ast plex (D'Orbigny)	
Cid urtum Hamlin	
si ea acutimargo (Ro	
b fimbriatus D'Orbi	
Pseu	
Pseu	
lat	
Phy utini Matheron..	
Het gatus (D'Orbigny)	
Ser subandinus Pict.	
....	
Ceri	





Zapotitlán



VIII

(EXCURSION DU JORULLO).



DE MEXICO À PATZCUARO ET URUAPAM

PAR

EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

DE MEXICO A PATZCUARO ET URUAPAM.

PAR M. EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

La route que nous allons décrire suit, à peu près, la direction Est-Ouest, et traverse de hautes vallées et des bassins, étendus au pied du bord du grand Plateau Central, exclusivement constitué de matériaux volcaniques.

La vallée de Toluca est séparée de celle de Mexico par une haute et longue sierra, que le chemin de fer "Nacional" coupe, en suivant une vallée transversale, qu'il escalade, avec des pentes relativement fortes. Sur une distance de 30 kilomètres, c'est à dire entre la Station de Naucalpan, à la base de la Sierra, dans la vallée de Mexico, et le col de "La Cima," il y a une différence de niveau de 700 m. environ.

Cette Sierra, dite de las Cruces, fait partie de la ligne continentale de partage des eaux; le versant oriental, qui alimente le bassin de Mexico, se déverse, maintenant, dans le golfe du Mexique, tandis que le versant occidental envoie ses eaux au Pacifique.

Sa structure est des plus simples, son origine étant exclusivement éruptive. Les nombreuses tranchées, ouvertes pour le passage de la voie ferrée, nous fournissent l'occasion de suivre, de très près, la série des couches de matériaux volcaniques, formées par transport fluvial

ou torrentiel, qui couvrent les flancs de la sierra, dont la base, proprement dite, commence à 10 kilomètres de la ville de Mexico. Sur ce parcours, il n'y a rien qui soit digne d'être mentionné, sauf la partie visible de la couche de tuf calcaire argileux, qui supporte le sol détritique et la terre végétale. Cette couche, intercalée entre des vases de marais anciens, s'étend sur une grande partie du terrain de la ville et de ses environs.

Tout près de la Station de Naucalpan, nous sommes au pied de la Sierra qui est formée d'une crète unique d'où partent de longs contreforts, renfermant, d'abord, en haut, de petits vallons, puis des barrancas escarpées, et, enfin, des vallées secondaires tortueuses. Tandis que, dans les régions supérieures, les formes de la Sierra sont nettement découpées, à cause de la résistance du massif, dans la partie inférieure, les matériaux terreux et inconsistants, qui prolongent les contreforts, ont été profondément et diversement sillonnés par les eaux. La région basse, la zone des collines, est caractérisée, aujourd'hui, sauf les coins des ravins, par son manque de végétation arborescente. Les couches superficielles du terrain sont constituées de tufs ponceux, friables, de couleur blanc-jaunâtre, jaune, ou jaune grisâtre, inclinées comme le terrain même. Parfois, ces tufs, fendus en tous sens, laissent voir des veinules de tuf calcaire blanc, ou emprisonnent des débris de roches, roulés sur les pentes. Ces couches atteignent leur maximum d'épaisseur à la base des collines, et recouvrent une série puissante de gros bancs d'aglomérats de fragments de ponce unis par un ciment, plus ou moins abondant, d'argile ferrugineuse. Ce sont des brèches ponceuses, qui doivent à leur état hygrométrique une certain consistance. Elles sont tres employées dans les constructions de Me-

xico, où elles sont connues sous le nom de Tepetate. Les couches légèrement inclinées, sont si constantes qu'on les rencontre dans toute la base orientale de la Sierra, sur plus de 40 kilomètres de longueur.

Au dessous de brèches ponceuses, ou intercalées dans leur masse, se trouvent d'épaisses lentilles d'alluvion andésitique, des sables de rivière, et des bancs de tufs blanchâtres, composés d'une poudre fine, avec de minces lits de sables volcaniques. Ces bancs de tufs, à grain fin, sont le produit de véritables torrents de boue, qui envahirent les pentes de la Sierra, pendant les dernières éruptions volcaniques dont elle fut le théâtre. La condition paroxismale de ces volcans se révèle par des alternatives de sillonnement dans les dépôts de ces torrents, avec des pluies et des avalanches de cendres, nivelant tout, de nouveau, et enterrant les alluvions entraînées pendant les époques d'érosion. L'explication de ces phénomènes apparaît clairement, dès les premiers kilomètres de l'ascension, entre les Stations de Naucalpan et de Río Hondo, et même jusqu'aux environs de Dos Ríos, où l'aspect du terrain commence à changer. La couleur jaunâtre des tufs, passe, insensiblement, au rouge, par suite de l'oxydation, et à cause des argiles dont ils se chargent progressivement. Pour ces deux causes, la végétation devient plus abondante et finit par couvrir entièrement la montagne, qui n'a rien perdu de sa beauté, malgré la coupe acharnée de ses bois. Déjà, à Dos Ríos, apparaissent, sporadiquement, les roches dures, constituantes du massif de la Sierra, et qui vont se montrer jusqu'à la descente sur le versant opposé, dont les flancs sont aussi recouverts de matériaux cinéritiques.

Les roches de la Sierra de Las Cruces, provenant d'un seul magma, se groupent en une série intéressante. La

plupart ont la composition et la structure des andésites, mais changent graduellement, dans certaines limites. Elles varient d'une pâte presque holocristalline porphyrique, à la pâte absolument vitreuse, de l'obsidienne. L'andésine et le labrador sont les feldspaths dominants, mais la sanidine s'y trouve aussi, dans les roches que nous croyons être les plus anciennes de la Sierra (trachy-andésites) ; le quartz, vient aussi dans des cristaux et dans la pâte de quelques roches de certaines apophyses (dacites et même rhyolites). Quelquefois, l'hornblende domine,—dans les roches des sommets élevés, par exemple (Ajusco, San Miguel, etc.)—, quelquefois aussi l'hypersthène; mais, d'une manière générale, ces deux minéraux existent, bien qu'en proportions relatives très variables. L'augite et le mica biotite apparaissent accidentellement; ces éléments ferro-magnésiens se montrent, fréquemment, altérés. En divers endroits se rencontrent des brèches et des tufs de ces andésites.

Les roches se groupent autour des dénominations suivantes:

Rhyolites Dacites	Extrêmité septentrionale de la Sierra;
Trachytes rares Trachyandésites Andésites à hornblende	Chiluca, *Ajusco*.
Andésites à hypersthène et à hornblende Andésites à hypersthène Andésites à augite et à hypersthène	Types les plus communs

Des andésites couvertes, en partie, de tufs argileux rougeâtres, se voient, constamment, depuis la Station de Dos Ríos, sur les flancs de la montagne élevée de Cerro Gordo, jusqu'au sommet de las Cruces.

De La Cima, à 3020 m., au dessus du niveau de la mer, nous entrons dans les "llanos" de Salazar, plateau long, étroit et, en partie, fangeux, à l'Ouest duquel prend naissance la barranca de Tres Peñas, par laquelle nous commençons à descendre dans la vallée de Toluca. Dans cette barranca, sur une grande extension, se voient des andésites, et, dans quelques parois abruptes, des brèches andésitiques. Nous arrivons à Jajalpa, sur un gradin de la Sierra, où les roches recommencent à se couvrir de tufs; mais, un peu plus bas, d'autres andésites plus modernes apparaissent, formant un contrefort, d'où l'on jouit, en descendant à Lerma, du superbe panorama des villages de San Francisco et d'Ocoyoacac.

Pendant ce trajet, nous distinguons, au Sud, sur les flancs de la Sierra, un grand nombre de cratères volcaniques, parsemés sur un malpays étendu, de la base duquel sourdent les eaux de la lagune de Lerma, origine de l'importante rivière du même nom. La présence de volcans de formation récente, sur les flancs de sierras et montagnes andésitiques, est chose fréquente au Sud du Plateau Central; à l'extrêmité SE. de la Sierra de Las Cruces, à L'Est de L'Ajusco, et en face de Mexico, il existe un autre énorme malpays, et un grand nombre de cratères.

A vingt minutes de Lerma, après avoir traversé la vallée, nous arrivons au pied d'un groupe, presque isolé, de montagnes volcaniques, dans le voisinage immédiat desquelles est la ville de Toluca, capitale de l'Etat de Mexico. Le grand volcan, le Xinantecatl, au Sud de la ville, est le plus bel ornement du charmant tableau que présente la fertile vallée de Toluca. Un dépôt, tout récent, de tufs ponceux et de ponce en fragments en couvre la surface: nous les voyons non seulement sur le chemin

que nous suivons depuis Lerma, mais aussi au NW. et au N. de Toluca, direction que suit le chemin de fer, en descendant la vallée.

La descente du terrain se fait très régulièrement, comme sur un plan incliné, mais près de la Station d'El Río, la route s'engage dans une région de profonde dénudation. Ici la rivière Lerma a dû creuser son lit dans les couches pliocènes, et postpliocènes, qui s'étendent dans toute la vallée d'Ixtlahuaca. Si cette vallée est la continuation hydrographique de celle de Toluca, physiographiquement, les deux se distinguent aisément: tandis que la dernière a été remplie par les transports, tout récents, de matériaux volcaniques, provenant des dernières éruptions du Xinantecatl et d'autres petits volcans, celle d'Ixtlahuaca a été soumise, depuis un temps très long, à un travail de dénudation, qui a mis à découvert les couches du lac immense étendu autrefois sur toute sa surface, avant que se terminât complètement l'activité volcanique, dans son milieu ou dans les montagnes limitrofes. Apart quelques montagnes détachées des sierras à l'Ouest et à l'Est, dans la vallée d'Ixtlahuaca s'élève presque isolé un grand volcan: le Xocotitlán.

Dans les environs d'Ixtlahuaca, de San Lorenzo, de Flor de María, etc., nous pouvons voir les couches qui constituent le terrain, étendues avec une régularité parfaite, presque horizontales, ou avec une très légère inclinaison. Comme le plus grand nombre de nos dépôts pliocènes et postpliocènes du Sud du Plateau Central, les dépôts d'Ixtlahuaca consistent en une série de couches de tufs volcaniques. La nature et la constitution de ces couches montre, non seulement, qu'elles sont des produits de transport d'eaux asujeties à un certain re-

nouvellement, mais qu'elles sont aussi le résultat de l'accumulation in situ, de matériaux cinéritiques des volcans qui étaient en activité quand le lac existait. Des lits de sable et aussi de petites lentilles d'alluvion indiquent un régime fluvial, tandis que des couches de tripoli, intercalées dans les tufs, montrent que le lac était alimenté d'eaux douces peu mouvantes. Le tripoli, qui se trouve à la partie supérieure de la formation, définit clairement un horizon, que nous pouvons facilement suivre, sur le chemin de fer jusqu'au bord du bassin de l'ancien lac, près de la Station de Basoco. C'est par ce bord que passe la voie, quand elle quite la vallée, laissant la rivière suivre son cours vers le N., par des rapides, au pied du plateau volcanique d'Acambay et des montagnes andésitiques de Temascalcingo.

Une étude de la série des couches d'Ixtlahuaca suffit pour démontrer les vicissitudes auxquelles furent soumises les régions limitrophes du lac par l'activité des volcans. Les nombreux paroxismes sont révélés par des couches successives de cendres appuyées sur des bancs de brèches ponceuses; les époques de tranquillité sont manifestées par des couches d'infusoires et de sable fin; et à mesure que les éruptions volcaniques devenaient moins fréquentes, et, quand les eaux débordèrent en abondance, hors de leur bassin, par suite de l'élévation constante du fond, les rives se peuplèrent de mammifères, dont les restes ont été rencontrés près de Toluca.

De légers changements, survenus postérieurement dans le régime fluvial, sont marqués par l'existence de petites terrases.

Presque dès la sortie de la Station de Basoco, apparaissent les andésites, dans l'étroite et marécageuse val-

lée qui s'étend au pied des montagnes liées à la Sierra del Oro.

Les andésites et les rhyolites, qui cachent la puissante formation des schistes d'El Oro et de Tlalpujahua, se voient dans les environs de Tultenango, et sont recouvertes, un peu au-delà, par un manteau épais de basalte, que les excursionistes pourront observer, dans l'intéressant cañón de Tultenango. Pour effectuer la descente, de ce point à la Station de Solís, la voie pénètre par une gorge, et passe au pied de parois abruptes de laves, qui, par places, s'appuyent sur des tufs et des agglomérats volcaniques, rougis par la chaleur de la lave, écoulante. L'extension du manteau basaltique de Tultenango est très grande, surtout à l'Ouest, dans la vaste vallée d'érosion qu'arrose un affluent de la rivière de Lerma. En certains endroits, les laves les plus récentes ont déjà entièrement disparu, laissant, à leur place, les tufs ponceux ou les andésites. Cependant quelques cônes basaltiques restent encore, que nous pouvons distinguer, pendant le trajet de Solís et Tepetongo et à Pomoca, c'est à dire sur une distance de 40 kil., environ. Pendant ce trajet nous avons toujours au S. les contreforts de la Sierra del Oro et de Tlalpujahua, fameuse par les gisements minéraux qu'on y trouve au-delà de la ceinture de laves modernes qui l'entoure. En descendant la vallée du ruisseau de Tultenango, près de Pomoca, nous pénétrons, de nouveau, dans la vallée de la rivière Lerma, que nous suivrons pendant longtemps. Deux montagnes andésitiques élevées laissent, entre elles, une gorge étroite, par laquelle passe la rivière pour entrer dans une large vallée, très dénudée, qui commence dans les environs immédiats de la ville de Maravatío, bordée de montagnes andésitiques et rhyolitiques. Du flanc de ces

montagnes, ont coulé des laves basaltiques récentes. Au fond de cette vallée étendue, nous retrouverons les dépôts sédimentaires lacustres, mêlés aux produits des volcans.

Les laves basaltiques, qui, dans cette région, caractérisent la période finale du volcanisme actif, ont, dans beaucoup d'endroits, subdivisé les anciens récipients lacustres; à partir de ce moment, l'érosion vient accentuer la physionomie du terrain.

Nous voyons, par exemple, la rivière creuser son lit dans des tufs lacustres et s'ouvrir un chemin entre les coulées de laves, qui reposent sur ces tufs; c'est le spectacle que nous avons, entre Maravatío et San Antonio, à Ziriziícuaro, et à la Providencia, au-delà d'Acámbaro. A Maravatío, nous laissons au SE. le massif ancien de la Sierra de Tlalpujahua et nous nous rapprochons de la Sierra de Ozumatlán, ou de San Andrés, entourée, comme la précédente, de nombreux volcans et de roches andésitiques, qui baignent ses flancs. Les volcans s'étendent, en groupe, au SE., entre les deux sierras, sur le bord du Plateau Central, laissant seulement, entre elles, l'étroite vallée, par laquelle passe l'embranchement du chemin de fer, qui relie Maravatío à Zitácuaro. La vallée que nous suivons est limitée, au Nord, par plusieurs chaînes éruptives, parmi lesquelles l'importante Sierra de Agustinos constituée de rhyolites, qui apparaissent jusqu'au milieu de la vallée, dans les collines au N. de Maravatío (obsidiennes, marekanite, lithoidite, etc.), ou dans les Cerros de San Cristóbal et de la Cruz, dans le voisinage d'Acámbaro.

L'embranchement du chemin de fer "Nacional" qui sort d'Acámbaro pour Uruapam, est d'une grande valeur, au point de vue commercial, parce qu'il a ouvert aux riches

zones tempérées de l'Etat de Michoacán les marchés importants du Sud du Plateau Central et a permis l'exploitation des bois étendus qui couvrent le bord de ce Plateau et surtout, les flancs du versant opposé. Aux points de vue géographique et géologique, notre route est intéressante, parce qu'elle nous permet d'apprécier la forme typique de relief du bord du Plateau Central, caractérisée par l'existence de petits gradins échelonnés et élevés, circonscrivant des bassins. La topographie actuelle du terrain est d'une extrême jeunesse; son âge ne remonte pas au-delà de l'époque à laquelle doivent se rapporter les dernières manifestations volcaniques qui se sont produites, dans cette partie du Michoacán,—où ils ont eu une importance beaucoup plus grande, peut être, que dans le reste du pays.

L'itinéraire que nous allons décrire maintenant, comprend deux régions: la première, qui embrasse les lacs ou bassins du Michoacán, et la seconde, le versant, un peu abrupt, du Plateau Central.

Il ne faut, en sortant d'Acámbaro vers le Sud, que monter la colline, couverte de tufs et de basaltes, pour nous trouver sur "la Cumbre," aux bords du bassin du lac de Cuitzeo.

Comme le montre notre profil, la descente vers le lac de Cuitzeo nous permettra de voir: d'une part, l'importance des coulées basaltiques récentes, qui forment la ligne de partage des eaux; d'autre part, l'ancienne limite du bassin du lac, constituée par des andésites et des rhyolites; et, enfin, les tufs de sédimentation lacustre, qui viennent près du fond, et que nous verrons plusieurs fois jusqu'à la ligne de séparation des basins de Cuitzeo et de Pátzcuaro, en traversant la vallée de Morelia.

Ainsi que nous l'avons indiqué précédemment, c'est à

des éruptions répétées de basalte, acompagnées d'abondantes éjections de matériaux cinéritiques, que les lacs de Michoacán doivent leur forme et leur physionomie. En effet, si bien on découvre fréquemment un ancien bord, denudé, rhyolitique ou andésitique, les coulées de basalte sont si étendues qu'elles forment, en définitive, une énorme couverture, qui remplit aussi les anfractuosités du fond recouvert par les eaux, et apparaît, au milieu des lacs, en îles, ou, sur ses bords, en chaînes de cônes, plus ou moins élevés. Du milieu de ces coulées de laves, surgissent, de toute part, des éminences, ou des apophyses andésitiques ou rhyolitiques, échappées à l'inondation de malpays. Partout, se voient les cratères, presque intacts, par lesquels les laves se sont écoulées, ainsi que des dômes de laves accumulées à la bouche de cheminées. Tel est le panorama que le voyageur aura sous les yeux, quand, descendant, en chemin de fer, de la Cumbre, et après avoir passé entre deux dômes de basalte, il arrive au fond du bassin de Cuitzeo, près d'Andocutin, d'où il a une vue complète du lac.

Le lac de Cuitzeo, comme les autres lacs du Mexique, est peu profond: il ne dépasse guère 6 ou 8 mètres. Il s'étend beaucoup, pendant la saison des pluies, et est entouré de marais, recouverts d'une maigre végétation, à cause de la salure de ses eaux. Le sel qui y domine est le chlorure de sodium, que l'on en extrait, sur une très petite échelle, et dont on voit les procédés d'extraction, primitifs entre Andocutin et Huingo.

D'Huingo à Zizimeo, la voie suit les rives du lac, au pied d'un long contrefort escarpé. Des rhyolites, de couleur claire, couronnées de basaltes, sont tout ce que l'on voit, dans cette partie du chemin. Le contrefort en question fait partie de la Sierra de Ozumatlán, qui avance

vers le Sud, au milieu du bassin, comme une péninsule qui sépare le lac de la vallée tributaire de Zinapécuaro.

Le lac de Cuitzeo reçoit, outre les eaux torrentielles descendant des montagnes qui l'enserrent, un tributaire important : le Río Grande, ou rivière de Morelia, que nous allons suivre pendant plus de 60 kilomètres. Il court dans le fond d'une vallée large d'abord, qui se rétrécit, peu à peu, et atteint son minimum de largeur entre les Stations de Quirio et d'Atapaneo, avant de se déverser dans le lac. Sur ce parcours, on peut voir une formation très puissante de tufs volcaniques et argileux, adossés à un ancien bord de lac. Si donc il y eut, avec la vallée de Morelia, une communication formant un lac très allongé et étranglé, il y eut aussi une époque, pendant laquelle, par suite de l'apport de matériaux volcaniques, certaines parties de ce lac devinrent indépendantes.

Une région fort instructive, au point de vue des études volcaniques, est la vallée de Morelia, où est située la capitale de l'Etat de Michoacán, construite sur une colline en pente douce, dominant la plaine, en partie marécageuse, indiquant un drainage encore imparafait de la rivière. Par suite de phénomènes volcaniques modernes, il eut une époque où cette vallée a dû être un bassin fermé, s'étendant entre les deux autres: celui du lac de Cuitzeo, au Nord, et celui d'Undameo, au Sud, réunis, tous les trois, aujourd'hui, par érosion. Etendue du Sud au Nord, comme nous l'avons déjà dit, la vallée de Morelia est flanquée, à l'Est et à l'Ouest, par de hautes montagnes, ou, plus exactement, à l'Ouest, par de hauts plateaux rhyolitiques, qui, envoyant des ramifications par leurs deux extremités, donnent à la vallée, de ce côté, l'aspect d'un vaste arc de cercle, qui se termine,

au Nord, et, au Sud, par les deux plateaux rhyolitiques qui séparaient les trois bassins.

Le type du Plateau de la sierra orientale ne se manifeste pas très clairement, parce que, de ses flancs, sont nés quelques cônes basaltiques plus jeunes, dont l'un se distingue facilement. La barrière occidentale de la vallée est une sorte de dos élevé, à base très large, couronné par deux sommets; l'un en forme de crête, l'autre en cône, orientés presque N.S. La base de ces deux éminences, dont la hauteur atteint 2750 m., est formée de coulées superposées de laves basaltiques. La cîme, en crête, montre encore le restant d'un cratère, et celle du Nord, ou Pico de Quinceo, est un dôme, qui a obstrué une cheminée, et dont le cratère a été déjà enlevé complètement par érosion. Toute une foule de petits cônes se trouve à la base méridionale du massif du Quinceo.

Les cônes de Cuto, entourés de leurs malpays, pourront se voir près de la Station de la Huerta. Là, la voie monte, pour franchir le bord rhyolitique qui fermait, autrefois, la vallée de Morelia, coupé aujourd'hui par le cañón étroit, par où les eaux du bassin de Undameo se précipitent en cascade. Dans les parois de ce cañón on voit les épaisses coulées de rhyolites compactes, lithophysiques tufacées, que nous allons suivre jusqu'à Jácuaro, Coapa et Lagunillas, dans le vaste bassin où se trouvent, maintenant, les sources de la rivière de Morelia.

Les rhyolites des anciens plateaux de cette région du Michoacán, et les andésites, ont été toujours le soubassement de grands volcans basaltiques. Outre les Cerros de Quinceo, qui s'élèvent bien à 800 m. au dessus de la vallée, se voient d'autres montagnes, tout aussi hautes, basaltiques, telles que Los Cerros del Aguila, assis sur

le prolongement d'un autre massif non moins important, El Zirate, appartenant à la longue sierra qui sépare les bassins des lacs de Cuitzeo de celui de Pátzcuaro.

El Zirate, crète déchirée andésitique, se verra dès la vallée de Morelia ainsi que de Pátzcuaro elevée au dessus des eaux de ce lac à plus de 900 m. Sur le trajet de Coapa, Lagunillas, etc., nous avons en face, au Sud, une chaîne de hautes montagnes. La plus importante est celle de San Andrés qui, comme celle d'El Zirate, présente des contours sinueux, et est entourée de nombreux cratères volcaniques, qui s'élèvent au-dessus de coulées de laves, déjà couvertes de végétation. Les laves de ces malpays sont des roches à olivine, du type des basaltes. D'ici, on ne verra que volcans et malpays. Tantôt sur la roche massive, tantôt sur les cendres ou les tufs qui les revêtent, nous ne voyagerons que sur des malpays vieillis et nous serons surpris du nombre prodigieux de cratères, isolés ou en groupes, élevés et élégants, ou bas et en pentes douces, tantôt parfaitement coniques, tantôt en fer à cheval, etc. Ce panorama de volcans commence à être très caractéristique, dès la Station de Chapultepec. De là, nous voyons, sur la limite du vaste bassin de Pátzcuaro, 5 petits cratères, puis, dans toute leur beauté, les volcans, entourant le lac. Déjà Humboldt, Burkhardt et bien d'autres ont parlé de la splendeur de ce lac, aux ondes limpides, enserré entre de hautes montagnes; des nombreux et pittoresques villages tarasques, parsemés sur ses rives; de sa pléiade d'îles; du charme de son climat; et, surtout, du nombre inouï de volcans qui surgissent, de tous côtés.

Le lac de Pátzcuaro communiquait, autrefois, avec la vallée d'Undameo par le bas-fond qui existait entre les pentes de San Andrés, d'El Cuanajo, etc., d'une part, et

les Cerros del Aguila, de l'autre. Il y avait, alors, un vaste plateau, orienté de l'Est à l'Ouest, et limité, au Sud, par la barrière andésitique, dont on aperçoit encore les restes dénudés. Le contour sinueux des montagnes de San Andrés, de Cuanajo, del Frijol et de San Miguel, que le voyageur peut voir à sa gauche, montrent avec quelle énergie l'érosion a travaillé leurs roches. Le rebord andésitique de cette partie de l'ancien plateau est complété, à l'Ouest, par le Cerro de Tingambato, que nous cotoierons, en descendant à Uruapam, et par les hautes montagnes de la Sierra de Comanja. A vrai dire, les anciennes limites du lac ont été les chaînes andésitiques dont on voit les massifs, très dénudés; les basaltes, inondent, pour ainsi dire tout, formant de nombreux malpays, qui recouvrent les hautes montagnes depuis la moitié de leur hauteur. On reconnaît encore les cratères par lesquels ont été vomis ces torrents de laves, qui, en se recouvrant, successivement, les unes aux autres, convertirent, à une époque récente, le pays en un champ de feu. Des cratères d'explosion existaient avant l'inondation basaltique.

La ville de Pátzcuaro est bâtie sur des malpays et est entourée de cônes tels que le Cerro Blanco et le Cerro Colorado, constitués de tufs et le volcan d'El Calvario, qui se dresse au dessus du malpays que l'on traverse entre Pátzcuaro et San Bartolo. Dans ce malpays lui-même, couvert, par places, de tufs, et, par places, de monticules de laves, on peut distinguer quelques cratères minuscules.

Dans la montée d'Ajuno, il sera intéressant de voir un cratère d'explosion, entouré de laves provenant des volcans les plus modernes de toute la région; les volcans de la Cueva ou d'Ajuno, deux beaux cônes jumeaux. Le

malpays, sombre, laisse voir son contour clair; en son milieu, se détache le cratère, ancien, de La Cruz, dont les flancs sont baignés de lave.

Les îles, qui parsèment le lac, sont des parties du malpays de basalte. La plus grande longueur du lac est N.W.-S.E.; elle a 20 kilomètres environ. Le contour est très irrégulier raccourci par une sorte de péninsule basaltique, à la base de laquelle est bâti, sur la rive même, le village de Tzintzunzan,—autrefois, l'opulente capitale de l'Empire Tarasque.

La profondeur moyenne des eaux est de 7 m.; le fond est formé d'une vase fine, d'un jaune foncé, tufacée. Le niveau des eaux est sujet à des oscillations lentes, dont la période, encore indéterminée, est de plusieurs années. Mais, d'une manière générale, ce niveau baisse; L'Hacienda de Charahuen cultive, aujourd'hui, des terres qui étaient submergées, il y a peu d'années encore, et une partie importante du lit oriental du lac n'est plus qu'un vaste marécage. L'altitude est de 2.040 m. au dessus du niveau de la mer, soit 200, au dessus du lac de Cuitzeo.

Un peu au delà d'Ajuno, et avant d'atteindre le bord du Plateau Central, sur le flanc du Cerro de Timgambato, nous laissons de côté un petit lac, connu sous le nom de La Alberca de Zirahuen, petite cuvette perdue dans un recoin de la montagne, à 2.300 m. d'altitude.

Dès le début de la descente, sur le versant du Plateau, entre les Stations d'Ajuno et d'Ajambarán, l'aspect du terrain change, par suite de l'énergie, plus grande, du relief, et de la vigueur, sans cesse croissante, de la végétation. Ici, se présentent, en beaucoup d'endroits, des roches andésitiques recouvertes de basaltes. Dans les nombreuses courbes de la voie, nous verrons des coupes

d'épais talus, dans lesquels de gros blocs d'andésites et de basaltes sont mêlés et retenus par des tufs argileux, formant des cônes de décombres.

C'est, tantôt, sur des andésites, et, tantôt, sur des basaltes, que la ligne ferrée suit le cours tortueux d'un ravin entre les Stations de Jujucato, Tarascón et Paranguitiro.

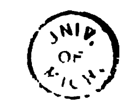
Les andésites pyroxéniques, en formant le massif montagneux que nous laissons à notre gauche, ne se montrent plus sur les flancs qu'en peu d'endroits et sur de petites surfaces; les coulées de basaltes et de tufs recouvrent toujours le terrain; à chaque pas, la vue s'étend sur le malpays, et, comme près de Pátzcuaro, sur des cratères nombreux. Enfin, à Paranguitiro, nous voyons un petit cratère près de la Station.

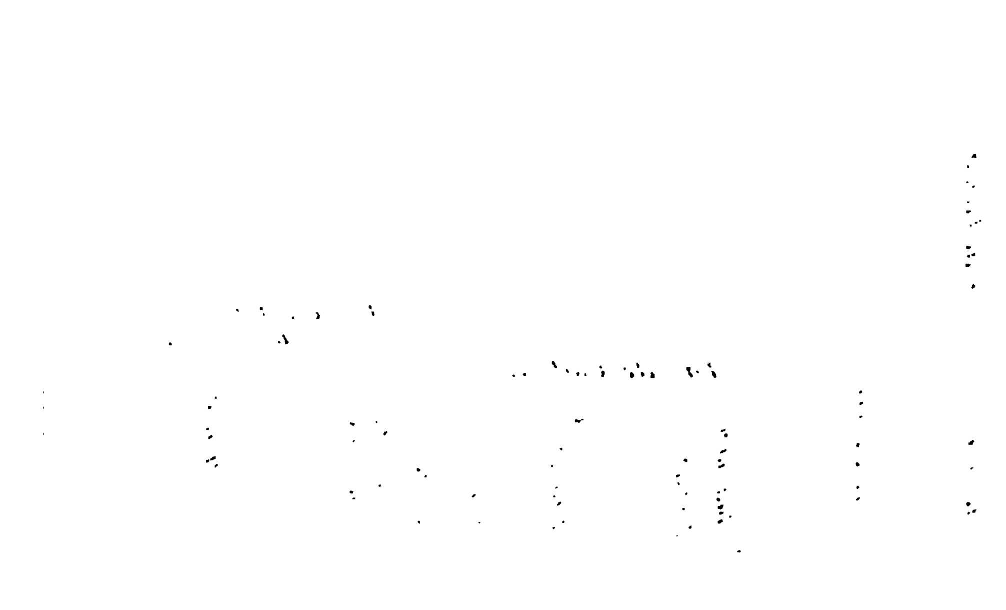
De Las Palomas à Uruapam, là où la vallée commence à s'élargir vers le Sud, nous admirons un des paysages les plus beaux et les plus instructifs de la zone tempérée mexicaine. Au Sud, s'ouvrent de larges et fertiles vallées, encadrées de hautes montagnes, et de Sierras rappelant déjà, la Sierra Madre. Au Sud-Est, s'élève un pic svelte et élégant,—le Cerro de Tirapitillo—, a l'Ouest, la vue est, immédiatement, attirée par une montagne élevée, à cime arrondie, dite Pico de Tancítaro, qui compte parmi les plus hautes du Michoacán, et atteint 3.400 m d'altitude. C'est à son pied, entouré d'immenses nappes de malpays basaltiques, que nous allons trouver la ville d'Uruapam, célèbre par ses plantations de café. Au milieu du malpays qui domine la ville, apparaissent quelques cratères; un d'entre eux, en particulier, attire l'attention, c'est El Cerro Chino, qui est très connu des habitants de la localité.

A cause de la douceur de son climat, de la variété de

ses panoramas, de l'abondance de ses eaux, et de ses nombreux jardins, remplis d'arbres des climats tempérés et tropicaux, Uruápam est appelé à devenir une ville de premier ordre, et, déjà, le volume et l'importance de ses transactions commerciales augmentent, tous les jours.

A 14 kilomètres, est la superbe cataracte de Tzararacua formée par le Río de Cupatitzio, qui, après avoir arrosé les jardins d'Uruápam, se précipite dans un cañón, débouchant dans les vastes plaines d'Antúnez, bordées, elles aussi, de malpays. C'est au Sud de ces plaines sèches et chaudes que s'élèvent les montagnes, qui peuvent être considerées comme les premiers contreforts de La Sierra Madre del Sur.





IX

(EXCURSION DU JORULLO).



LE XINANTECATL OU VOLCAN NEVADO DE TOLUCA

PAR

T. FLORES.

LE XINANTECATL OU VOLCAN NEVADO DE TOLUCA.

PAR M. T. FLORES.

(AVEC 4 PLANCHES.)

SITUATION.

Le Nevado de Toluca, également connu sous le nom de "El Xinantecatl,"[1] est situé, d'après D. Joaquín Velázquez de León, à 19° 11′ 20″ de latitude Nord, et à 0° 29′ 57″2 de longitude Ouest de México. Comme quelques autres grands volcans mexicains, il se trouve sur le bord SE. du Plateau Central, et est à peu près à vingt kilomètres de la ville de Toluca, capitale de l'Etat de México.

PHYSIOGRAPHIE.

La vallée de Toluca, dont l'élévation moyenne est de 2,630 m. au-dessus du niveau de la mer, forme le point le plus élevé du plateau d'Anahuac ou Mesa Central. En même temps, avec le bassin de Mexico et la vallée de Puebla, elle forme l'éxtrémité meridionale de cet haut plateau. Elle est limitée au N. et au NE. par les montagnes de Xocotitlán, Monte Alto et las Cruces; à l'Est,

1 D'après quelques auteurs, le mot Xinantecatl signifie "El Señor Desnudo" ("Le Seigneur Nu"), dans le langage des premiers habitants de l'Anahuac; mais, en réalité on ignore le véritable sens de ce mot.

por la chaîne de l'Ajusco; au Sud, par les montagnes de Tenango et au SO. par les pentes du Nevado de Toluca. Vers le NO. la vallée est ouverte et verse ses eaux dans le lac de Chapala par le Río de Lerma, la plus grande des rivières de l'Etat de México, et dont le cours marque parfaitement la descente générale de cette vallée qui n'est, par conséquent, un bassin fermé. Les montagnes de l'Ajusco et de Las Cruces, avec leur prolongement (Monte Alto et Monte Bajo), séparent la vallée de Toluca de celle de México, en ne formant qu'une seule crête sur les versants de laquelle existent, des deux côtés, des torrents assez importants qui alimentent à l'Est les lacs de la vallée de México, et à l'Ouest le lac de Lerma, où prend naissance la rivière de Lerma, près du village du même nom.

M. E. Ordóñez attire l'atention[1] et avec justice sur la ressemblance remarquable qui existe entre ces deux vallées. En effet, si on les compare entre elles, on rencontre une grande analogie dans leurs détails physiographiques et dans leur constitution géologique, et, pour mieux apprécier cette ressemblance, nous nous permettons de reproduire ici ses paroles. Il dit: "Pour se rendre compte des rapports entre le bassin de México et la vallée de Toluca, il suffit d'un simple coup d'œil. Tels sont par exemple, la même orientation moyenne ou le parallélisme des sierras qui forment les limites orientales et occidentales; la jeunesse relative du matériel volcanique accumulé vers le Sud, dont l'encombrement justifie dans une certaine mesure la grande hauteur atteinte par cette barrière qui fait voir avec une netteté frappante le bord du Plateau Central; encore faut-il rappeler, pour mieux

1 Memorias de la Sociedad Alzate, Tome 18. 1902, pags. 85 et 86.

saisir la ressemblance les accumulations de laves au milieu des vallées formant là-bas non seulement de petites cônes dont l'état de conservation montre combien leurs éruptions ont été récentes, mais des sierras intérieures tout à fait détachés des grandes chaînes limitrophes si semblables dans leur nature pétrographique qu'on doit les juger du même âge. Citons d'abord les montagnes près de la ville de Toluca et la Sierra de Guadalupe près de la ville de México, qui donnent des roches andésitiques très employées dans les constructions, les cônes de laves et de brèches andésitiques de Metepec et de Chapultepec, tous rapprochés de nos collines du Marqués et du Peñón de los Baños; il y a aussi de petits cratères bien conservés, notamment Tlacotepec, Tecajete, etc., près de Toluca comme nos cratères de Santa Catarina près de México; la vallée de Toluca a ses coulées basaltiques près de Tenango comme à México près de Xochimilco et Tlalpam; et les deux plaines couvertes de gros dépôts de tufs volcaniques, de brèches ponceuses avec des couches de graviers intercalées, ont leurs lagunes les unes drainées, les autres renfermées; des petites tourbières en voie de formation, leurs couches d'infusoires au fond des lacs desséchés et pour ne pas aller plus loin dans cette énumération, chaque bassin a un grand volcan au midi, l'Ajusco à México, vieux cône déjà très érodé qui est descendu par un travail énergique d'érosion au dessous des neiges perpétuelles; et dans la vallée de Toluca son Xinantecatl plus jeune, plus parfait et aussi plus haut et plus majestueux."

J'ai rencontré en outre, plusieurs sources et puits artésiens, dont la présence démontre que dans la vallée de Toluca comme dans celle de México, il existe des eaux souterraines en circulation, qui, après avoir traversé les

couches perméables du matériel volcanique dont sont recouvertes les pentes montagneuses et une partie de la vallée, apparaissent de nouveau à la surface sous ces deux formes.

La photographie de l'ensemble de la petite sierra de Toluca que je joins à ce travail, donne une idée du relief des montagnes andésitiques qui la constituent.

CONFIGURATION ET ASPECT PHYSIQUE DU VOLCAN.

Au Sud-Ouest de la ville de Toluca et, comme je l'ai dit auparavant, à une distance d'environ vingt kilomètres, s'élève le Xinantecatl, dominant majestueusement les plaines qui l'environnent, d'une hauteur absolue de 4565 mètres; ses pentes au Sud et au Sud-Ouest descendent rapidement vers le bassin du Río de las Balsas, en formant de robustes contreforts qui limitent des vallées secondaires, dont le climat, à mesure que l'on descend, est de plus en plus chaud. Les pentes du Nord, au contraire, ont un climat froid et elles s'éteignent graduellement dans la plaine. Leur uniformité est si remarquable qu'on peut les gravir à cheval, facilement en quatre heures, et atteindre toujours à cheval, les lacs qui occupent le fond du cratère, après avoir traversé le bord du Nord-Est.

Les figures suivantes donnent une idée des différents profils que présente le volcan vu du NE., de l'Est et du Sud; la figure 1 représente le profil tel qu'il apparaît depuis Toluca: alors le cratère se distingue suivant son axe longitudinal; la figure 2 montre le cratère suivant son axe transversal et dans la figure 3 on voit le profil tel qu'il s'aperçoit quand on descend par le Sud, vers le Río de las Balsas. Alors on ne voit pas le cratère, mais

seulement une aiguille qui correspond à la crête de l'un des contreforts rayonnants qui partent du côté Sud du cratère.

Les flancs du volcan sont couverts d'une épaisse végé-



Fig. 1.—Profil du volcan vu de Toluca (au NE. du cratère).

tation arborescente, composée en majorité par des conifères (ocote, oyamel et cèdre), au milieu desquels on aperçoit de temps en temps un chêne, un *aile,* un arbou-



Fig. 2.—Profil du volcan vu de Calimaya (E. du cratère).

sier; cette végétation devient de plus en plus rachitique, à mesure que l'on s'approche du sommet, et disparaît enfin complètement à 4100 mètres au-dessus du niveau

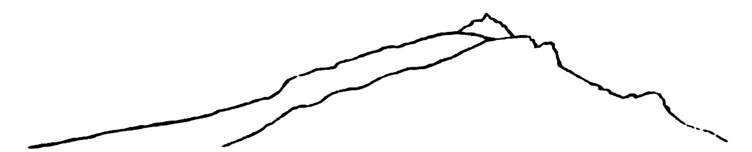


Fig. 2. -Profil du volcan vu de Tecualoya (au S. du cratère).

de la mer, précisément au pied de la couronne de crêtes aiguës et dentelées du cratère. Celui-ci apparaît alors sous une forme conique presque parfaite; mais en réalité cette forme est elliptique irrégulière. Dollfus et Montserrat,[1] qui firent l'ascension de ce volcan au mois

1 Archives de la Commision Scientifique du Mexique, t. III.

de novembre 1865, et qui levèrent le plan du cratère au moyen d'un théodolite, attribuent au grand axe de l'ellipse (orienté du NO. au SE.), une longueur de 1431 mètres et au petit axe, 595 mètres.

Le pic le plus élevé du cratère, connu sous le nom de "Pico del Fraile" ou "Picacho Colorado," et dont la hateur absolue a été déterminée plusieurs fois, avec des résultats différents, comme nous le verrons plus loin, atteint la région des neiges perpétuelles, ainsi que la crête la plus élevée du bord du cratère connu sous le nom de "El Espinazo," dont l'extrémité occidentale forme la base de ce pic. Néanmoins, la neige n'existe pas en grande quantité sur ce volcan qui mérite à peine, comme le fait observer Heilprin,[1] la dénomination qu'on lui donne ordinairement de Nevado (Neigeux); pendant les mois de mai, et juin, la neige diminue considérablement et pendant la saison des pluies (juillet et août), le cratère est le siège de fortes tempêtes.

Au pied du Pico del Fraile, la crête descend un peu pour continuer vers le N. et le NE., jusqu'à ce qu'elle atteigne un autre pic assez élevé, le Pico del Aguila, qui est celui que l'on distingue le plus clairement depuis Toluca. Ensuite elle suit vers l'Est, couverte de cimes nues et de roches hérissées qui rendent la marche très difficile. En se dirigeant vers le Sud, la crête descend beaucoup et forme alors la crête la plus basse du bord du cratère, qui, comme nous l'avons dit, peut se franchir à cheval pour pénétrer dans l'intérieur du cratère. Le fond de celui-ci est occupé par deux lacs nommés Laguna Grande et Laguna Chica. Sur leurs bords se sont accumulées de grandes pierres, détachées de la crête, et qui

1 Proceedings of the Academy Nat. Sc. of Philadelphia. 1890. page 261.

forment des anneaux autour des lagunes dont les eaux limpides et d'une belle couleur vert de mer, reflètent avec de beaux tons le dôme andésitique de plus de cent mètres d'élévation qui s'élève au fond du cratère en le divisant en deux parties inégales et qui ferme comme un bouchon son orifice central. Le niveau des lacs est de 4270 mètres au dessus de la mer, et la température de leurs eaux, au moment où je fit l'obsérvation (neuf heures du matin, le 23 avril 1906), était 8° C., tandis que celle de l'air, au même moment était 3°5 C.; une analyse minutieuse faite par Dollfus et Montserrat a démontré que ces eaux sont aussi pures que l'eau distillée.

D. Joaquín Velázquez de León, qui effectua la mesure et le sondage de la Laguna Grande, lui attribue une longueur d'environ 300 mètres sur 213 de largeur et une profondeur maxima de 10 mètres.

Les pentes intérieures du cratère sont couvertes de débris qui constituent un véritable sable volcanique; ce sable, grâce à l'inclinaison (30° en moyenne), s'est réparti d'une manière assez uniforme, en prenant différentes couleurs (gris ou rouge), suivant l'état d'altération de la roche dont il provient: en effet, quand la roche est fraîche, elle est de couleur gris clair, mais quand elle a souffert l'oxydation atmosphérique, elle prend une couleur rouge assez prononcée. Dans les parties basses et abritées de ces pentes, et dans le fond du cratère croissent quelques graminées de petite taille *(zacatón)* et quelques lichens. Les roches les plus exposées à l'action de la neige présentent une surface polie; mais leur texture est bien plutôt conchoïdale et en beaucoup d'entroits elles se divisent en dalles.

Les photographies ci-jointes donnent une idée de l'é-

tendue et de la régularité de la vallée de Toluca et de l'ensemble général du volcan vu de cette vallée,—où l'on aperçoit aussi le cône basaltique de Tlacotepec. Les autres photographies montrent le Pico del Fraile avec l'Espinazo et une partie de la Laguna Grande, la Laguna Chica, le dôme central et les pentes intérieures du cratère.

ASCENSIONS.

La posibilité qu'il y a de monter à cheval jusqu'au cratère de ce volcan, et la facilité relative avec laquelle on monte jusqu'à la région atteinte par ses pics les plus élevés, région qui dépasse de beaucoup la limite de la végétation et touche même la zone des neiges perpétuelles, font que se volcan a été l'object de nombreuses excursions, parmi lesquelles je mentionnerai les suivantes:

Humboldt	le 29 septembre	1803
Burkart	24 mars	1826
Velásquez de Leon	21 mai	1835
Pieschel		1852
Saussure et Peyrot		1856
Dullfus et Montserrat	novembre	1865
Villada	novembre	1887
Heilprin	21 avril	1890
Ordóñez	mars	1902

HAUTEUR ABSOLUE.

La hauteur absolue du Pico del Fraile a été déterminée par différents auteurs qui, dans leurs déterminations, ont obtenu les chiffres suivants:

Auteur.	Hauteur en mètres au-dessus du niveau de la mer.
Burkart	4654.0
Humboldt	4622.5
Dollfus et Montserrat	4578.5
Heilprin	4557.9
Velázquez de León	4476.5

Les observations que j'ai faites simultanément avec l'Observatoire Météorologique Central de l'Etat de México, et les calculs[1] respectifs m'ont donné une hauteur absolue de 4564.8 mètres. D'après ce résultat, le Nevado de Toluca occupe le 4.e rang, en élévation, entre les grands volcans mexicains.[2]

ÉRUPTIONS.

Le Nevado de Toluca n'a pas donné de signes d'activité depuis une lóngue période; dans la littérature on ne trouve mention de quelque éruption et d'après l'aspect de son cratère, il semble que l'érosion, aidée par les changements brusques de température, la neige et les tempêtes, cause une destruction incessante très énergique, qui diminue de plus en plus sa hauteur absolue.

NATURE PÉTROGRAPHIQUE.

M. S. Ordóñez a fait, dans une autre occasion,[3] l'étude pétrographique des laves du Xinantecatl. Je cite cette étude ici, à cause de l'intérêt qu'elle renferme et parce

1 Les observations se firent avec un thermo-baromètre, corrigé par le Physikalisch-Technische Reichsanstalt Abth. II de Charlottenbourg, et pour les calculs ont été employées les tables de T. Delcros (Smithsonian Miscellaneous Collections p. 349).

2 La hauteur de ce volcan n'est dépassée que par le Pic d'Orizaba 5549 m.) le Popocatepetl (5450 m.) et Iztaccihuatl (5280 m.).

3 Loc. cit. p. 99.

qu'elle est l'une des plus complètes que j'ai pu consulter. Il dit: "Toutes les laves du volcan Nevado de Toluca ont un aspect franchement trachytique avec des couleurs gris, gris rougeâtres ou rouges; ces dernières couleurs proviennent tantôt de l'oxidation atmosphérique· tantôt des conditions spéciales de refroidissement. La pâte vitreuse de la roche est parsemée de nombreux cristaux blancs de feldspath, jusquà un centimètre de longueur. On voit aussi des aiguilles et des sections allongées de l'hornblende d'une couleur noire et brillante à l'œil nu. Sur la platine du microscope, les roches réduites en lames minces révèlent qu'elles ont partout les mêmes caractères répondant à une semblable composition, soit que les échantillons procèdent d'une seule coulée, soit qu'elles viennent de différentes coulées. A cause de son importance et des dimensions du massif lavique, la roche grise du mamelon qui occupe le milieu du cratère est un type. Le magma incolore par transparence est toujours bien dévitrifié en nombreuses aiguilles et tablettes d'abord reconnaissables par leur petit angle d'extinction comme appartenant à l'oligoclase. Il y a aussi quelques fines aiguilles d'une légère nuance verdâtre que nous supposons être de l'augite. Autres que ces microlithes, la polarization faible et confuse de la pâte fait voir l'état de tension du verre. Quant aux cristaux de la première date de consolidation autre que les feldspaths dont nous parlerons plus loin, suit en abondance l'hyperstène avec des sections allongées prismatiques et des carrés tronqués de la base; les premières légèrement teintes en jaune verdâtre ou rougeâtre. Les grands individus montrent ses clivages par des lignes très fines ou par des cassures. Dans la surface un peu rugueuse des cristaux viennent presque constamment de larges inclusions de

magnétite très caractéristique. Le dichroïsme est bien marqué, quoique pas très intense dans des couleurs qui varient du vert claire au jaune rouge faible. C'est à grand peine que l'on peut distinguer les sections de la base des cristaux d'hypersthène de ceux de l'augite, mais cette dernière apparaît très rarement. L'hornblende ferrifère dans cette roche a des cristaux plus larges que ceux de la piroxène rombique, d'une couleur brun intense et à dichroïsme très fort. Ils offrent toujours d'excellents clivages et un rebord plus foncé dû à l'altération. Dans quelques échantillons, l'hornblende apparaît en longues aiguilles et les sections transversales donnent des losanges très aigus avec les clivages ordinaires. Les roches contiennent dans le magna de petits cristaux de fer oxidulé, quelques fines barres d'apatite et très rarement de la tridymite. Dans les laves brunes ou grises de la haute crête occidentale du cratère, on voit la fluidité par l'écoulement des groupes de microlithes feldspathiques parsemées dans un verre incolore avec des aiguilles verdâtres et de fines parcelles opaques étendues comme de la poussière. Dans quelques roches d'ici, l'hornblende surpasse en abondance l'hypersthène, de même que dans les roches du Pic del Fraile ou dans le bord du cratère du côté nord-est qui ont aussi la même description ci-dessus. La couleur rouge des laves tient à l'oxydation du fer du magna ou à l'altération de l'hornblende dont les cristaux, par effet de cette décomposition, se sont en partie désagrégés en de fines aiguilles opaques rouges, disséminées dans la masse de la roche. Cette similitude d'aspect et composition des laves du Nevado est aussi manifeste dans les cristaux porphyritiques qui ont ainsi les mêmes caractères, toujours d'un aspect vitreux à l'œil nu. On voit dans le microscope les cristaux des mâ-

cles simples ou des mâcles multiples et en tout cas en plusieurs zones d'accroissement, ce qui met des difficultés pour avoir des chiffres exacts de l'extinction qui diminue vers la périphérie du cristal. Cependant l'angle d'extinction de la zone de symétrie rappelle une andésine, tandis que d'autres, surtout les cristaux en mâcles répétées appartiennent à un labrador acide."

D'après ce qui précède, on peut classifier les roches du Nevado de Toluca comme des *andésites d'hypersthène et de hornblende.*

Pour compléter la connaissance pétrographique du volcan je présente ici l'analyse d'une andésite du Nevado, faite par le Dr. A. Lagorio,[1] et qui a donné les résultats suivants:

SiO_2	65.03
Al_2O_3	18.83
Fe_2O_3	2.35
CaO	4.43
MgO	2.06
K_2O	2.24
Na_2O	4.38
H_2O	1.00
	100.32

STRUCTURE ET GENÈSE DU VOLCAN.

Le cône du Nevado de Toluca repose directement sur les calcaires crétacés qui existent au Sud et au SO. du volcan (Serranía de San Gaspar, Ixtapa de la Sal), et il est constitué par la superposition d'une série de courants de lave; il se trouve recouvert depuis sa base jusqu'à près du cratère par une épaisse couche de matériel

1 Mineralogische und Petrographische Mittheilungen. G. Tschermak. Viena. 1887, t. 8. pp. 421 et 458.

détritique qui forme autour du cône une espèce de chemise, déchirée seulement dans les parties basses des pentes australes, où l'on peut voir le contact des andésites avec les calcaires crétacés déjà cités. Ce matériel détritique, qui aparaît en couches inclinées, conformément aux pentes du volcan, suit les moindres sinuosités du terrain, et est formé en majeure partie par des tufs et des brèches ponceuses,[1] de couleur jaune, grise ou blanche, que l'on rencontre en quelques endroits, couverts de tufs argileux, et en d'autres, alternant avec des couches de pierre ponce ou de minces lits de cendre volcanique; la couverture qu'ils forment, mince près du cratère, mais d'une épaisseur croissante à mesure que l'on descend, ne permet pas de suivre sur les flancs du N. et du NE., les différentes accumulations de lave qui forment le cône, et dont on aperçoit seulement quelques fragments laissés par l'érosion près de la cime; l'alternation de ce matériel stratifié correspond à divers paroxysmes du volcan et le dépôt a dû être le résultat de la chute directe des fragments qui le constituent, durant les éruptions, chute suivie parfois d'un léger transport causé par l'eau ou par une faible action éolienne.

Durant une période d'activité extraordinaire, se produisit l'émission d'énormes quantités de lave, dont l'écoulement s'effectua, de préférence par le côté Sud du cratère, à travers des fissures ouvertes près de là, à en juger par les robustes contreforts laviques rayonnants qui se trouvent de ce côté du cratère et de l'existence desquels j'ai déjà parlé en traitant de la configuration et de l'aspect physique du volcan. Il semble que cette période d'activité a été suivie d'une autre de calme pen-

1 Ces tufs ponceux sont connus au Mexico sous le nom de *tepetate*.

dant laquelle l'érosion modifia la topographie en détruisant les inégalités des pentes. En effet, en certains endroits on voit des dépôts de matériel provenant des dernières éruptions sur ces surfaces corrodées par l'érosion ou sur des restes détritiques. Enfin, après une série d'éruptions, est venue l'époque finale d'activité qui fut marquée par l'apparition du dôme central, reste de la dernière émission de laves, qui est resté comme un bouchon fermant l'orifice central du cratère.

Les laves couvrirent de grandes étendues de terrain en formant des courants successifs très réguliers, et construisant ainsi le cône à pentes douces et uniformes de ce volcan; leur nature pétrographique, sans apparence remarquable de fluidité, et dans un état relativement développé de dévitrification, montre que le refroidissement s'est produit d'une manière assez lente, malgré les longues distances qu'elles parcoururent quand commença la formation du cône.

CLASSIFICATION DU VOLCAN.

Conformément aux idées que je viens d'exposer, on pourrait classifier, peut être, ce volcan comme un volcan stratifié *polygénétique,* suivant la division[1] donnée par le Dr. A. Stübel, qui distingue sous ce nom les cônes volcaniques formés par l'accumulation du matériel rejeté durant une série d'éruptions séparées.

---

1 Die Vulkanberge von Ecuador, p. 351.

ÂGE DU VOLCAN.

M. J. G. Aguilera[1] rapporte au pliocène supérieur les tufs et les brèches ponceuses des montagnes de Las Cruces, Monte Alto et Sierra Nevada; ces brèches et tufs volcaniques correspondent à ceux que l'on trouve autour du volcan. Or, si l'on prend comme termes de comparaison, d'un côté, les calcaires crétaciques sur les lesquels reposent les andésites du volcan; et d'un autre côté les tufs et brèches déjà cités, on peut rapporter au tertiaire l'âge du volcan. Si l'on tient compte des dépôts pléistocènes qui existent dans la vallée et qui recouvrent les tufs argileux, situés sur les tufs et brèches ponceux du Nevado, on peut fixer avec plus de précision, le commencement du Pliocène, comme l'époque de l'apparition de ce volcan.

M. Ordóñez,[2] par l'étude qu'il a faite de nos roches néovolcaniques, croit que l'Ajusco et la Malintzi apparurent à la fin du Miocène; l'Iztaccihuatl et le Xinantecatl au commencement du Pliocène et le Pic d'Orizaba, le Popocatepetl, le Ceboruco et le Volcán de Colima en plein Pliocène. D'après cela, le Volcán de Toluca occupe, par ordre d'ancienneté, le 5.e rang parmi les grands volcans mexicains.

BIBLIOGRAPHIE.

Bergeat A.—Zur Kenntniss der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala.—Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges. XLVI, 1894, pág. 151.

1 Bosquejo Geológico de México. Boletines del Instituto Geológico de México. Núms. 4. 5 et 6, pag. 229.
2 Loc. cit. p. 111.

Burkart J.—Aufenthalt und Reisen in Mexiko. t. I, pp. 176-196.

Dollfus et Montserrat.—Arch. Comm. Scient. du Mexique, t. III, 1867.

Felix y Lenk.—Beitr. z. Geol. u. Pal. d. Rep. Mexiko. I Theil. 1889, pp. 6 et 26.

Heilprin A.—Proc. Ac. Nat. Sciences Phila. 1890, p. 251.

Humboldt A. de.—Essai politique sur la Nouvelle Espagne: t. 1, pag. 188 et 298; t. 2, pag. 104 et 300.

Cosmos. 1866-1867. T. IV pp. 452 et 738.

Lagorio A.—Ueber die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma (Tschermak min u. petr. Mitth. 1887, t. 8, págs. 421 et 458).

Ordóñez E.—Memorias de la Sociedad Alzate, t. 18, 1902; p. 83.

Russell I. R.—Volcanoes of North America. 1897, p. 184.

Velázquez de León y Serrano.—Diccionario de Historia y de Geografía, 1856.—T. III del Apéndice, p. 22.

Villada M. M.—La Naturaleza, 2.ª serie, t. I, pp. 419 et 493.



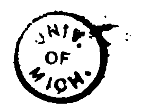

UNIV.
OF
MICH.



Fig. 3—Vue du pic de "El Fraile," le "Espinazo" et une partie de la "Laguna Grande."



Fig. 4—Vue de la "Laguna Chica"





Fig. 5 et 6—Vues du dôme central du cratère.





Figs. 7 et 8—Vues des pentes intérieures du cratère.

X

(EXCURSION DU SAN ANDRÉS ET COLIMA)



PHÉNOMÈNES POSTPAROXYSMIQUES

DU SAN ANDRÉS

PAR

P. WAITZ.

PHENOMENES POSTPAROXISMIQUES DANS LA SIERRA DU SAN ANDRES

MICHOACAN.

(Avec trois croquis et quelques photographies).

PAR M. PAUL WAITZ.

Le 22 octobre 1872, fûrent sentis, pour la première fois, des tremblements de terre, dans le village d'Ucareo: "Très faibles, au début, ils devinrent plus forts, le 26, et se répétèrent, à plusieurs reprises. A partir de ce jour, ils diminuèrent en nombre, jusqu'au 2 novembre; mais, à cette date, pendant la nuit, la population fut réveillée par une secousse très forte, qui se renouvela 17 fois, dans l'espace de 4 heures, et fut accompagnée de trois détonations. Jusqu'au 9 novembre, on nota peu d'autres tremblements; mais, ce jour là, on en sentit 21, dans l'Hacienda de Jaripeo; et, jusqu'au 17 du même mois, on en compta plus de cent.

"Un fait curieux, c'est que, à la suite de secousses si nombreuses, les maisons des villages (Ucareo et Jaripeo) soient restées en bon état, ou ne se soient fissurées que d'une manière insignifiante."[1]

Ces tremblements de terre ont été le point de départ d'un examen du groupe montagneux d'"El San Andrés,"

---

1 Manuel Urquiza. "Informe del Ingeniero encargado de reconocer la Sierra de Ucareo para averiguar las probabilidades de una erupción volcánica." Bol. Soc. Geográfica Mexicana 2ª ép., IV 1872, p. 586-588.

connue aussi sous le nom de "Sierra de Ucareo," et les lignes qui précèdent sont extraites d'un rapport de M. l'Ingénieur Manuel Urquiza, publié un mois à peine après le début des secousses, et de suite après la fin de ses études,—provoquées par le Gouverneur de Michoacán.

Peu après, MM. les Ignénieurs Santiago Ramírez et V. Reyes, publièrent, sur les mêmes phénomènes, un travail plus détaillé, mais moins précis.[1]

Quinze ans auparavant, en 1857, l'illustre de Saussure avait écrit une notice sur le San Andrés, ses émanations de vapeur et ses solfatares. Il est fâcheux que l'orientation donnée par ce savant ne soit pas suffisamment claire pour que l'on puisse retrouver, sur le terrain, avec certitude, les différents points qu'il a noté; et il est, surtout, regrettable qu'il n'ait pas pu prendre la température,—même approximative,—des eaux thermales, tous ses thermomètres étant brisés.[2]

En 1890, MM. Felix et Lenk, dans leur étude sur le Mexique, condensèrent les différents travaux publiés, jusqu'alors, sur la Sierra del San Andrés, mais, sans l'avoir, eux-mêmes visitée.[3]

Plus récemment, M. G. de Caballero a publié quelques notes sur la même région, dans lesquelles il parle un peu de Géologie, et donne, d'un certain nombre d'eaux minérales, des analyses, qui laissent, probablement, quelque peu à désirer.[4]

---

1 S. Ramírez y V. Reyes. "Informe sobre los temblores y volcanes del Aguafria y Jaripeo." Bol. Soc. Geográfica 3ª ép. I, 1873 p. 67-88.

2 M. H. de Saussure. "Description d'un volcan éteint, du Mexique, resté inconnu jusqu'à ce jour." Bull. de la Soc. Géol. de France, t. 15, 1858, p. 76-87.

3 J. Felix und de H. Lenk. "Beiträge zur Geologie u. Paläeontologie der Republik Mexiko." Teil I. Leipzig, 1890.

4 G. de J. Caballero: La región geisseriana al N. del Estado de Michoacán." Mem. de la Soc. "Antonio Alzate," t. XXII, 1905, p. 203-208.

La Sierra del San Andrés est, au point de vue géographique, nettement délimitée. Au Nord, elle s'abaisse, avec interposition de quelques collines, vers la plaine du Rio Lerma; à l'Est, elle est séparée des montagnes de Tlalpujahua et d'El Oro par un bassin, qui s'ouvre sur la même rivière; au S.E., elle est isolée de la Sierra de Zitácuaro par une vallée, qui débouche dans le Rio de las Balsas; entre elle et la Sierra de Ozumatlán, c'est à dire à l'Est et au S.O., s'étendent la coupure du Rio de Tajimaroa, qui se déverse dans le Rio de Zitácuaro, puis le col de San Andrés, et, enfin, le ruisseau, qui de ce col court, au N., vers Queréndaro, près de Zinapécuaro.

Toute la Sierra est ramifiée en collines, "dont l'ensemble forme une accumulation de montagnes" (de Saussure). Il n'existe pas encore de carte exacte et correcte de la région qui nous intéresse. Je vais essayer d'en donner une division, purement et simplement pratique, pour nous aider à nous orienter.

Du côté du S., la Sierra s'abaisse, en pente rapide, vers la vallée de Tajimaroa. Au N., au contraire, elle descend en gradins: le plateau de Jaripeo-Ucareo en est une marche. Au dessus de ce plateau, et plus au S.E., s'étend un autre petit plateau, désigné sous le nom de "Mesa de La Laguna Verde."

Le ruisseau qui prend naissance dans ce lac se dirige, d'abord, vers l'O.N.O., et fait une forte coupure dans la Sierra. Au milieu de son parcours , il a creusé une "barranca" profonde à travers de la colline qui s'élève du côté du N., es court, toujours au N., vers la Laguna de Cuitzeo. Ces particularités se répètent dans le lit de deux autres cours d'eau, de peu d'importance, dont la source est voisine de La Laguna Verde,—les Arroyos del Chino et del Pajarito,—qui se jettent, tous deux,

dans la Laguna Larga, d'où ils se dirigent, unis en un seul courant, vers le N. Les vallées sont séparées par des collines allongées, couvertes de beaux bois. Seulement dans la partie supérieure de ces vallées, passe un chemin charretier, qui va du N. au S. en utilisant divers cols ou depressions du terrain, et met en communication La Laguna Verde avec l'Hacienda d'Agua Fría.

Les eaux des différentes origines, que nous venons d'énumérer, se dirigent vers le N., et finissent par se jeter dans le Rio Lerma. Les eaux, au contraire, de la vallée d'El Agua Fría s'écoulent vers le S. et appartiennent au bassin du Río de Las Balsas. La vallée, dans laquelle est située l'Hacienda d'Agua Fría, peut servir de ligne de séparation entre la partie N. (Jaripeo-Ucareo) et la partie Sud de la Siera du San Andrés. A la partie N. ou de Jaripeo-Ucareo, appartiennent non seulement le plateau du même nom, mais aussi la grande masse montagneuse comprise entre ce plateau et la vallée d'Agua Fría. La partie méridionale est moins étendue et se compose des collines, et de leurs ramifications, qui suivent la rive S. de la vallée d'Agua Fría. C'est leur prolongement Sud qui forme le Cerro de San Andrés, dont la hauteur est de 3,400 m. au dessus du niveau de la mer.

Nous descendons du train, à la station d'Irimbo. La ligne qui nous y mêne va de Maravatío, localité située dans la vallée du Río Lerma, à Zitácuaro, c'est à dire du N. au S. elle est destinée à mettre, plus tard, en communication la riche vallée du Río de las Balsas avec le Plateau Central.

Notre chemin passe entre deux dômes basaltiques, dont l'un surtout,—celui du Nord,—a bien conservé sa forme conique; puis après avoir traversé le village d'Irimbo, nous descendons dans une large vallée, affluent

du Río de Las Balsas, mais dans laquelle il n'y a d'eau courante qu'en temps de pluies. Le terrain, tout entier, est couvert par les produits de l'altération des roches et des tufs volcaniques; deux filons basaltiques traversent notre chemin. Du ruisseau, nous montons à une plaine, que nous traversons, pour atteindre Tajimaroa. Au S.O., c'est à dire à gauche, on voit la Sierra de Ozúmatlán; au N.O. et au N., la Sierra de San Andrés, qui s'élève, avec ses pentes escarpées, au dessus d'une base peu définie. Le village de Tajimaroa est situé, en partie, sur le flanc marginal d'une coulée basaltique, qui forme la base peu marquée du San Andrés. Du pied oriental du massif auquel appartient le San Andrés, nous voyons, au N., d'autres montagnes volcaniques de peu de hauteur, en forme de dôme (Quellkuppen), près desquelles nous passerons, en allant à l'Hacienda del Agua Fría.

Notre chemin monte sur la partie marginale de la coulée basaltique, qui finit dans l'intérieur même du village. Elle présente, à la surface, une structure poreuse de scorie basaltique; mais, à peu de profondeur, on rencontre le basalte compacte et frais.

Le chemin monte sur la coulée et coupe, ensuite, des couches argileuses et sableuses, de couleur jaune, qui se sont déposées, en épaisseur considérable, sur la lave. Plus loin, nous traversons le lit, large, d'un torrent, qui descend des contreforts S.E. du San Andrés; puis, au haut d'une montée, nous arrivons à une plaine, formée des produits de la décomposition de la rhyolite et du basalte, déposées au dessus des coulées basaltiques. On voit rarement surgir de ces couches argileuses de petits filons ou des éminences de basalte, tels, par exemple, que celui que l'on trouve dans le défilé, avant d'arriver à cette plaine. Plus considérables sont les dômes de basalte que

nous avons vu de Tajimaroa, et qui sont, maintenant, près de notre route. Ces dômes, semblables, à des coupoles isolées, suivent la pente du San Andrés, au S.E. et à l'E., d'une manière curieuse. On en observe aussi, au N., jusqu'à Zinapécuaro; mais on n'en trouve pas dans la vallée de Tajimaroa, qui sépare la Sierra du San Andrés de la Sierra de Ozumatlán. Du manque de ces effusions basaltiques, dans cette vallée, on peut conclure que, s'il est certain que les deux Sierras sont unies génétiquement, et sont contemporaines, il est probable que la vallée qui les sépare, aujourd'hui, a été formée par érosion,—peut-être, suivant une ligne tectonique, de peu d'importance, qui préexistait.

Notre chemin se dirige vers le N., en longeant le versant oriental du Cerro San Andrés. Partout, nous remarquons que, sur les pentes escarpées de la montagne, s'appuyent des plateaux légèrement inclinés, formés par des détritus de décomposition minérale, mêlés de tufs et de cendres. Ces plateaux, sont coupés par plusieurs barrancas étroites et profondes. Nulle part,—pas même dans ces "barrancas,"—on ne peut observer la position qu'occupe le basalte par rapport à la rhyolite; on peut, pourtant, supposer que les basaltes sont superposés. Ces plateaux d'argile et de sables remplissent seulement l'intervalle entre le versant du massif du San Andrés et le pied des dômes basaltiques.

En avançant toujours vers l'Hacienda d'Agua Fría, sur les pentes N.E. du Cerro du San Andrés, nous trouvons ces couches, jusqu'à une hauteur considérable; et c'est seulement au col d'Agua Fría, au Nord du sommet du San Andrés, que nous rencontrons la roche dans sa position originale. Nous voyons, ici, la rhyolite vitreuse, qui est l'élément constitutif de la Sierra du San Andrés,

dans toute leur extension; puis, un filon de basalte compacte, commençant à s'altérer, qui coupe le chemin charretier dans la direction N.S. Dans ce col, la roche est presque entièrement couverte de produits de décomposition minérale, de terre végétale et d'une végétation exubérante; de sorte que, en quelques points seulement, on peut découvrir la base rhyolitique.

Le chemin descend, de l'autre côté du col, vers le S.O., dans la vallée d'Agua Fría, à travers la plaine, qui forme la partie supérieure de la vallée. Dans cette plaine, existe une lacune peu profonde, qui est en voie de desèchement. Le chemin passe, ensuite, par un petit col, qui unit la chaîne située au Sud de la vallée avec la colline qui s'intercale entre le lac et la partie basse de la même vallée. Cete colline, elle aussi, est formée de rhyolite vitreuse.

La chaîne, dont nous venons de parler, prend naissance au Cerro du San Andrés; elle s'étend vers l'O. et atteint une hauteur plus considérable, au Cerro de las Humaredas,—au pied septentrional duquel est situé l'Hacienda del Agua Fría. Ce Cerro est séparé de la chaîne par deux petits cols,—l'un à l'E., et l'autre à l'O. Ce dernier est connu sous le nom de Puerto del Agua Fría. Le Cerro de las Humaredas est signalé, de loin, par ses "humaredas," ou émanations de vapeurs, et par les solfatares, qui sortent d'une zone étroite, sans végétation, s'étendant sur la moitié N. de la montagne, vers les deux tiers de sa hauteur. Depuis l'hacienda Agua Fría, on distingue très bien cette zone, qui commence au col de l'E. va presque jusqu'à l'autre col, celui de l'O. par lequel passe le chemin charretier, qui descend vers le Sud. Du même point, on voit aussi une autre bande au dessous de la première, dépourvue également de végé-

tation, et en partie dissimulée par les sommets des pins; elle commence 30 m. environ, plus bas que le col oriental et monte, doucement, sur le versant N., pour rejoindre la première près du col del Agua Fría.

Au sommet du Cerro, nous retrouvons la même rhyolite vitreuse, qui caractérise la Sierra du San Andrés. Sur le versant septentrional,—sur le chemin charretier, par exemple, à peu de distance du col del Agua Fría,—se présentent de petits filons (Schlieren), ou lambeaux

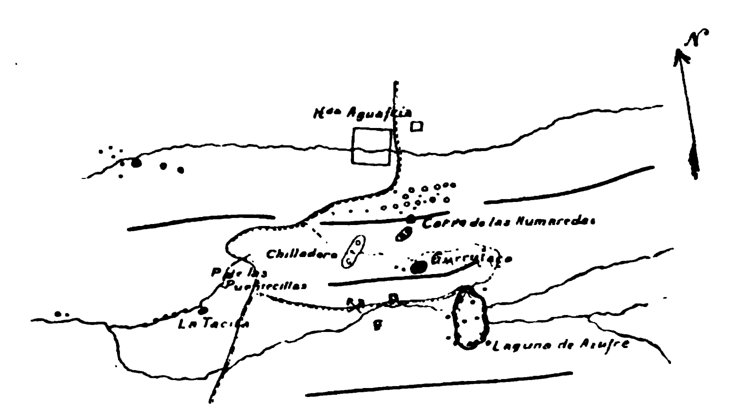


Fig. 1.—Croquis d'orientation des phénomènes près de la Hacienda Agua Fria.

concrétionnaires d'obsidienne, qui se décomposent facilement. Les zones des émanations de vapeurs et les solfatares semblent suivre ces lambeaux, ou tout au moins, parmi les éléments constituants du sol de ces zones, se trouvent de petits fragments d'obsidienne. Cette matière est fortement alterée, et le sol se compose d'une masse bourbeuse, compacte, d'acide silicique amorphe, avec un peu d'alumine et de fer, et quelques vestiges de calcium et de magnésie. Dans cette masse pateuse et blanche, où l'on enfonce presque jusqu'au genou, exis-

tent de petits nids de cristaux de soufre,[1] fins et fragiles, de petites dimensions,—on en trouve de 2mm—mais ils sont rares et on rencontre, plus fréquemment, des endroits où le sol est imprégné de soufre en poudre. Autrefois, on en extrayait du soufre comme aussi de La Laguna de Azufre, dont nous ne tarderons pas à parler; mais, on n'en extrait plus, aujourd'hui, et cette exploitation n'a jamais eu grande importance.

Ici, on ne sent pas l'odeur des gaz sulphydriques et de l'acide sulfureux, autant qu'en d'autres points de la même Sierra. Et, pourtant, le sol est bien imprégné de Soufre, et de ses cristaux, provenant de la décomposition de gaz SO_2 y SH_2 par réaction réciproque et par le contact de l'air.

Il est très probable que le petit groupe de sources bouillantes, solfatares et émanations de vapeur, situé plus à l'O. que le Cerro de Las Humaredas, à un quart d'heure de l'hacienda, au pied N. de la cordillère, est la continuation de la zone du Cerro de las Humaredas.[2]

Ce groupe présente les mêmes traits généraux que le précedent, mais il y existe un soufflard, dont la température est si élevée (102°) que sa vapeur est projetée avec force, et produit un bruit assourdissant. Près de cet orifice, se trouvent quelques "hervideros," ou puits bouillonnants, de petites dimensions, dont l'eau est trouble à une température de 88°, et produit d'abondantes émanations de vapeur; ils s'étendent aussi sur une partie des prairies de la vallée, et en brûlent le sol. De l'autre côté de la vallée, et un peu plus bas, le terrain se fait

1 Les facettes de ces cristaux qui prédominent sont (111); les facettes (001) manquent.

2 Voir p. 27 (note 1).

remarquer par son manque de végétation, dû, probablement, à une activité, actuellement apaisée.

Dans tous ces groupes, signalés par des phénomènes postparoximiques, la situation de l'ensemble des puits, —et de chacun, en particulier, — produit l'impression qu'ils sont disposés sur une fracture,—bien que celle-ci ne se voit pas à la surface. Seul, l'alignement de plusieurs des puits et des vapeurs émises par de petites fissures, rend probable cette hypothèse.

De la zone des eaux thermales et des émanations de vapeur du "Cerro de las Humaredas," nous montons au col del Agua Fría et descendons, de suite, dans la vallée voisine,—ou "Puerta de la Puentecilla." Au lieu de prendre, au fond de celle-ci, le chemin de gauche, qui mène à la Laguna de Azufre, nous suivons le ruisseau, pendant 5 minutes, en aval, pour voir un groupe de sources thermales, désigné sous le nom de "La Tacita." Ces sources, dont la température varie de 70° à 90°, sont intéressantes, à cause des sels qu'elles tirent des profondeurs du sol et déposent, sur leur parcours, en incrustations, qui renferment beaucoup de silice, peu d'alumine, avec des traces de fer et de chaux. Une conduite de bois, qui desservait, autrefois, un bain, actuellement en ruines, montre aussi bien que possible, ces incrustations, composées d'un grand nombre de lames blanches et fines (voir la photographie). L'eau de ces sources est claire et sans couleur ni saveur; les incrustations blanches que l'on voit au fond sont recouvertes d'algues vertes. Plus bas, jaillissent, en abondance, d'autres petites sources, qui forment peu d'incrustations. Là se voient, rarement, des feuilles d'arbres et des brindilles de bois carbonisé, recouvertes de dépôts.

A trois quarts d'heure, dans la même direction, mais

sur la côte N. de la vallée,—un peu au dessus du puits de La Tacita,—sourdent quelques autres eaux thermales, dites "Los Baños de Azufre," dont la température est 44°-55°. Dans aucune de ces eaux, on ne trouve d'acide sulphydrique.

Du Pozo de La Tacita, nous retournons à La Puerta de la Puentecilla. Nous la passons, pour arriver à une autre vallée, que nous remontons jusqu'à une clairière, qui s'ouvre dans le basfond. Lè était la fabrique de soufre, dont les constructions sont à moitié ruinées. C'est ici que l'on fondait, autrefois, le soufre, pour le raffiner. Le sol se compose de boue durcie, formant des briques naturelles, grises, comme celles qui se rencontrent dans les cañones profonds et étroits. Des pyramides de terre, petites mais gracieuses, recouvertes chacune par une pierre au sommet, se dressent en plusieurs endroits.

Les montagnes, qui s'élèvent sur les côtés de cette clairière se rejoignent presque, au fond de la vallée, laissant, entre elles une gorge étroite, par laquelle nous sortons, pour arriver au cirque abrupt, qui enferme la "Laguna de Azufre." Le sol de cette gorge est un peu plus haut que les niveaux respectifs de la vallée et de la "Laguna" et est formé par une roche tendre et décomposée, (Brèche de rhyolite vitreuse). A 10 m au dessous de la même gorge existe un tunnel artificiel, qui sert de déversoir aux eaux du lac. L'extension de celui ci a été considérablement diminuée par suite de la construction de ce tunnel. Le cirque a un diamètre de 300 m, et est constitué, au N. et au S., par des parois élevées de rhyolite vitreuse, qui descendent vers la partie orientale du fond de cet immense cirque et vers le côté de la vallée. Il n'y a de végétation que sur les versants; le sol paté-

liforme est absolument dépourvu de vie végétale. Entre les blocs grands et décomposés, tombés des flancs de la montagne, on entend, par place, le sifflement des vapeurs et des solfatares, qui ont perforé la boue durcie qui recouvre le sol du cirque.

La partie la plus basse du terrain est près du rocher méridional, et est recouverte par l'eau visqueuse du lac, qui jaillit, en bouillonnant, de divers points du sol. Les vapeurs, qui se dégagent du lac, sont chargés de H_2S et d'un peu de SO_2. Ces gaz fatiguent vite, et leur quantité est suffissante pour que, en peu de temps, ils nuisent aux êtres vivants, animaux et végétaux. L'eau a une saveur salée, amère et astringente. Sa température est de 50° ; et celle d'une source, située sur le bord S.E. du lac, est de 86°. La surface du bassin d'eau, plus ou moins orbiculaire, est, aujurd'hui, comme il a été dit, considérablement réduite par l'écoulement artificiel que donne le tunnel, et n'a plus que quelques 100 mètres de diamètre. Autrefois, elle couvrait, à peu près, tout le fond, jusqu'au niveau du rocher qui sépare le cirque du prolongement inférieur de la vallée.[1] Il n'y avait pas d'écoulement à cette époque; le niveau de l'eau ne changeait pas, à cause de l'évaporation; le déversoir ne fût creusé que pour dessécher les rives bourbeuses, dont on extrayait le soufre. L'eau visqueuse et vaseuse du lac et les dépôts vaseux de ses bords sont imprégnés de soufre et contiennent aussi de l'acide sulfurique, resultant de l'oxydation de H_2S par l'air. Dans quelques points, seulement, du rivage, on découvre des croûtes minces de cristaux de soufre; mais, presque partout, il y a des dépôts plus minces de soufre impur, qui suivent

1 Voir la notice de Saussure, loc. cit.

les fentes de la vase résultant de son durcissement par suite du desséchement. Ni le soufre, ni l'alun,—dont les efflorescenses se voient en beaucoup d'endriots,—n'arrivent à former des masses considérables, parce qu'ils sont dissous, ou entraînés par les pluies, fortes et fréquentes dans la Sierra boisée du San Andrés. Mais, pendant les périodes de sécheresse, le sol du cirque prend une couleur jaune, dûe aux efflorescences sulfureuses, qui le recouvrent tout entier. Cette couleur disparaît, à l'époque des pluies, et le terrain prend, alors, la teinte gris blanc de la vase, composée de silice, d'alumine en abondance, de fer et d'un peu de chaux, et dans laquelle on remarque aussi la présence d'une proportion considérable d'acide sulfurique. Comme substances accessoires, on rencontre dans les boues de petits morceaux d'obsidienne et de charbon; ce dernier provenant de la carbonisation du bois.

Les grosses pierres, enterrées dans la vase, ou gisant à la surface, sont, en partie, de la rhyolite vitreuse, ressemblant à de la porcelaine, dont est formée la montagne, sur le bord S. du lac, et, en partie, de la rhyolite vitreuse porphyrique, qui forme le versant N.

Nous prenons le sentier, qui monte par l'angle N.E. de la lagune, et, après avoir passé une petite source thermale, nous atteignons, à 150 m au dessus du fond du cirque, un petit terrain plat, qui s'étend entre la montagne au N. du lac, nommée Cerro de Azufre, et le Cerro de las Humaredas. Nous passons par ce col; plus à l'O. nous trouvons un point où l'activité postparoxismique est à peine marquée par des émanations de vapeurs, et nous arrivons au "Currutaco." C'est un grand puits de boue, creusé dans le versant septentrional du Cerro de Azufre, à 10 m, environ, au dessus du niveau

du col. Il se compose d'un double entonnoir,[1] de 4 m de profondeur, par 10 m de long et 6 m de large. Dans la partie O. seule de cet entonnoir, jaillit, avec impétuosité, une boue, d'un noir gris, qui projette en l'air des gouttes et des éclaboussures, et sature l'atmosphère de vapeur. Cette partie active de l'entonnoir est séparée de la partie moins active par une formation conique de matière vaseuse; leurs parois consistent en boue, plus ou moins pâteuse, ou sèche et durcie, et sont inclinées, par places, vers l'intérieur; leur forme générale est celle d'un cratère d'effondrement; la formation conique, que nous voyons dans le fond, est, probablement, un reste du cône effondré.

Dans le plongement du grand axe de l'entonnoir du Currutaco, on voit, à l'Ouest, à 15 m de distance, des émanations abondantes de vapeur et quelques puits jaillissants, les uns à eau claire, les autres à eau trouble, de 80° à 90° de température. Il est curieux de noter que ces eaux sont plus ou moins claires, tandis que celles du Currutaco sont une boue visqueuse,—dont nous n'avons pas pu prendre la température.

Vis à vis du Currutaco, sur le versant N. du col (c'est-à-dire sur le versant méridional du Cerro de las Humaredas), il y a aussi un terrain, plus étendu, sans végétation, au milieu duquel jaillissent avec impétuosité, des eaux presque bouillantes,—à 88°,—et sifflent des vapeurs et des solfatares, qui produisent quelque peu de soufre sublimé. D'après le raport, déjà cité, de M. Ur-

---

1 Toutes nos observations sur la forme et l'activité des puits de la Sierra del San Andrés ont été faites au mois d'octobre 1905. Le temps était, alors, très inconstant; il pleuvait trois fois par jour,—ou davantage—et il n'y eut que bien peu de belles journées. Il ne faut pas oublier que toutes les formations de ce genre changent, non seulement en activité, mais aussi par suite de l'érosion produite par les pluies.

quiza, ce terrain a reçu le nom de Chillador Viejo. Ces puits bouillonnants et ces émanations de vapeurs sont identiques à ceux du versant N. du Cerro de las Humaredas, et sont presque à la même hauteur. Le Currutaco produit beaucoup moins d'acide sulphydrique que les solfatares que nous venons d'examiner.

Descendant, par le même versant, vers l'O., dans la direction du col de las Humaredas, nous arrivons au groupe du Chillador Nuevo, qui est à un niveau un peu inférieur à celui du Currutaco, et à mi-chemin du col. Ce groupe se compose de 8 puits jaillissants, dont la température est de 80°-90°, et de plusieurs jets de vapeur, de 94° environ; il se fait également remarquer par l'absence de végétation. Ici, l'extension de la zone est plus grande dans le sens vertical que dans le sens horizontal. Ce qu'il y a de plus intéressant dans ce groupe, c'est le Chillador, lui-même, qui projette, avec un bruit très fort, de la vapeur d'eau, à 94°. Ici, aussi, les grosses pierres sont attaquées et les intervalles entre elles sont remplis d'une boue blanche, qui, étant un produit de décomposition de la rhyolite vitreuse, se rencontre toujours dans le Cerro de las Humaredas, partout où se produisent des phénomènes postparoxismiques.

Ce qui caractérise ces phénomènes dans la montagne que nous étudions, c'est que leur manifestations se produit, presque invariablement, sur une même ligne de niveau, qui entoure ses contreforts, comme une ceinture.[1]

Dans les environs de ces groupes de manifestations posthumes, que nous appellerons Groupes de l'Hacienda del Agua Fría, existent aussi, par places, des sources

1 Ce phénomène a probablement donné naissance à l'idée qu'il y a un dépôt de soufre au fond, et aussi à l'idée d'en calculer la profondeur.

thermales. Nous avons déjà signalé celles de la vallée de Puentecillas, dites Los Baños de Azufre. Dans la vallée d'El Agua Fría, près de l'Hacienda, il y a aussi une petite source tiède, et il en existe une autre, plus considérable, près du Rancho de los Ajolotes,[1] plus bas, sur le même ruisseau. Des sources thermales se rencontrent aussi en beaucoup d'endroits, entre l'hacienda d'Agua Fría et une région, plus au N., où se manifestent également des phénomènes postparoxismiques. Nous désignerons les groupes de cette autre région sous le nom de Groupes de l'Hacienda de Jaripeo, parce qu'ils sont, presque tous, situés sur cette domaine.

Le chemin de la Laguna Verde nous conduit, de l'Hacienda d'Agua Fría, au N., à une petite Vallée, qui s'ouvre dans la direction de l'Hacienda. Nous passons un col et nous voici dans une autre vallée, qui court vers l'O., et nous mène á la Laguna Larga. En aval, cette vallée passe au pied méridional d'une colline, dans laquelle l'œil est attiré par une terre blanche, sans végétation, d'où s'échappe quelque peu de vapeur, comme si l'activité posthumes s'y endormait.[2]

Plus en aval encore, près de la Laguna Larga, apparaissent quelques sources thermales, de 50° environ de température.

Nous abandonnons cette vallée, passons par un autre col,—La Puerta del Muerto,—et descendons dans la vallée d'El Chino, qui reproduit le spectacle observé dans la vallée précédente. Après un quart d'heure de

---

1 A mi-chemin entre l'Hacienda Agua fría et le Rancho de los Ajolotes aux pentes australes du vallée se trouve des "Schlieren" d'Obsidienne dans la Rhyolite.

2 Les gents du pays disent, qu'autrefois, il y a 10 ans environ, tous les oiseaux qui passaient, en volant sur cette colline tombaient, tués par la chaleur et les gaz, et ils ont donné à ce puits le nom de "Pozo que se come los pájaros,"—puits qui mange les oiseaux.

marche, toujours en aval, nous remarquons à droite,—c'est à dire au N.,—une côte sans végétation, avec des émanations de vapeur peu actives, et dont le sommet, au contraire, présente une certaine activité. En une demi-heure, dans la même direction, nous arrivons aux Baños del Chino, sources thermales qui sortent de terre dans le bas fond. Il y en a cinq, dont trois débitent beaucoup plus que les autres:

En aval, la seconde, sur la rive gauche, ou S., temp., 46°;

Quelques mètres plus bas, et du même côté, la plus grande, temp., 53°;

Quelques mètres encore au dessous, mais à droite, une petite;

Enfin, la dernière, plus grande, temp., 63°.

L'eau du ruisseau a au dessus des sources 18° de température, et, au dessous de la dernière, 44°. Enfin, en aval de ce groupe, sur la rive gauche, existe une source dont les eaux ont 58°.

Beaucoup plus intéressants que ces sources sont les phénomènes postparoximiques qui se manifestent au dessus des écoulements thermaux, sur la colline du Nord. Cette région est signalée aussi de loin par son manque de végétation. C'est une zone semblable à celles du Cerro de las Humaredas; les petits puits bouillonnants et les émanations de vapeurs ressemblent à ceux du Cerro que nous venons de rappeler et sont en train de s'éteindre.

Mais, en traversant la colline,—Cerro del Palmar,—sur le penchant N., nous trouvons dans un terrain sans végétation deux grands puits, d'une activité extraordinaire et d'abondantes émanations de vapeur.

Dans l'un de ces puits,—le plus bas et le plus orien-

tal,—nous voyons une boue visqueuse, d'un gris noir, qui sort d'une fissure, profonde de 4 m, et ouverte dans la roche décomposée. Sur le côté siffle un jet de vapeur puissant, dont la température est de 90° à 93°. L'autre puits a l'apparence d'une cuvette patéliforme de 3 m de diamètre; il est rempli d'une eau bourbeuse, de couleur orangée, qui sourd lentement. La température de ce liquide visqueux est de 89°.

Les bords sont formés de la même vase orangée, qui contient peu de silice, beaucoup d'alumine et de fer, et très peu de chaux et de magnésie.

Le terrain dans lequel sont ouverts ces puits a été transformé par décomposition en une boue compacte, d'un blanc gris, et perforé par des jets de vapeur, sans odeur aucune de H_2S et SO_3, et sans dépôts de soufre. Plus bas, s'étend un basalte noir à plagioclase, dont la surface se décompose et forme de petits globules (qui ne sont pas de l'olivine).

Depuis cet endroit, nommé El Palmar ou El Tunar, s'aperçoit la vapeur du puits d'El Gallo, qui se trouve sur le versant N. d'une coline plus basse, et située elle-même au N.

L'entrée des puits du Palmar est vraiment difficile et demande beaucoup de temps.

Sans aller à Los Baños del Chino ou à El Palmar, nous montons à un troisième col, Puerto del Gachupín, puis descendons à La Laguna Verde.

Sur ses bords, nous retrouvons les mêmes relations, phénomènes et matières, qu'aux puits de La Laguna de Azufre. La Laguna Verde est située sur un petit plateau, que nous avons mentionné au début et au pied N.O. d'une colline basaltique, qui paraît sortie de ce plateau. Elle est plus grande que la Laguna de Azufre,

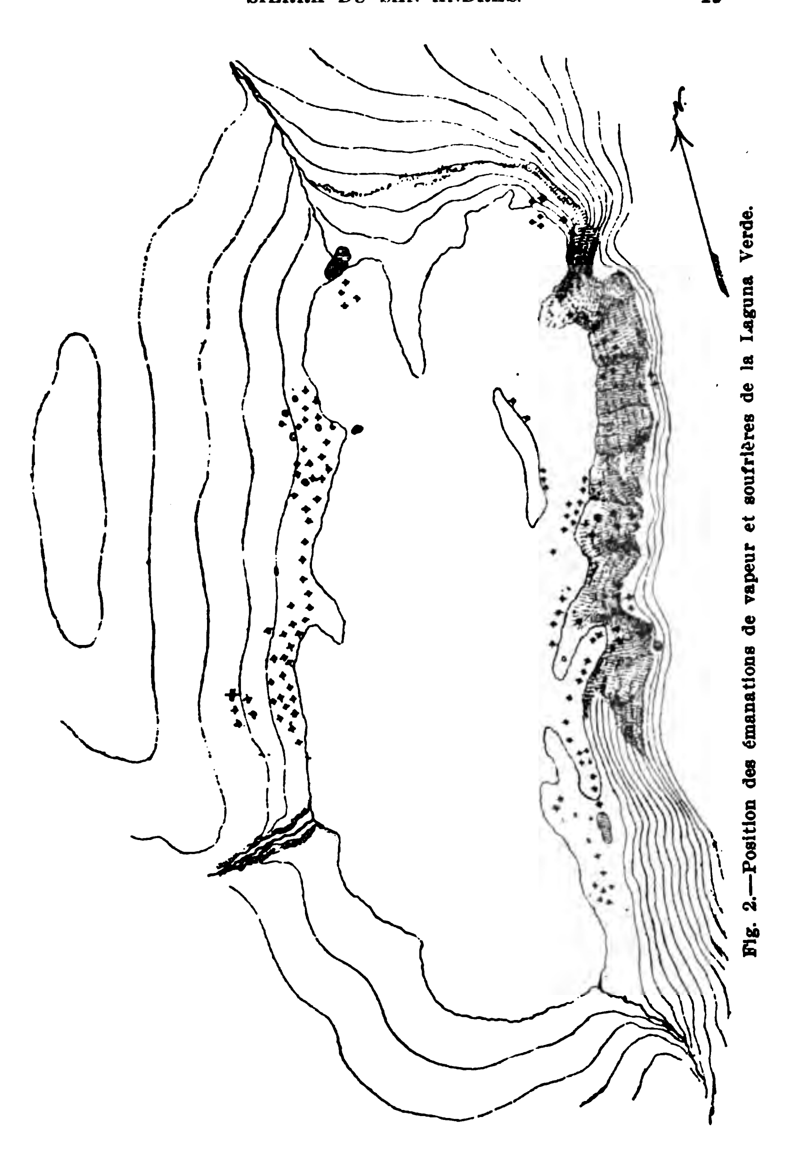


Fig. 2.—Position des émanations de vapeur et soufrières de la Laguna Verde.

mais est moins salée, parcequ'elle est traversée par de l'eau courante.

La superficie de ce lac, reduite aujourd'hui de 200 m à 80 m, a été diminuée aussi par un écoulement artificiel. Sur les bords sauf du côté Sud le terrain est perforé par un grand nombre de jets de vapeur. Sur la rive orientale, sur laquelle s'élève la colline basaltique, existent dans la roche transformée en une vase blanche de nombreux puits, remplis d'une eau bourbeuse, chaude, qui jaillit avec plus ou moins de force. L'odeur de H_2S y SO_2 est très forte et ce gaz s'échappe, avec des nuages de vapeur d'eau. La température de l'eau atteint 88°. Les émanations de vapeur—ou, pour mieux dire, les solfatares,—déposent quelque peu de soufre. Mais ce n'est pas seulement sur les rives qu'existent ces émissions de vapeurs et ces solfatares; c'est aussi dans l'eau même du lac. Dans les endroits où elle est peu profonde, on les voit bouillonner. Il est égalment probable que ces émanations se produisent dans les parties les plus profondes du lac,—sauf dans la partie S., où les bords mêmes ne renferment pas de solfatares; mais l'agitation ne se voit pas à la surface parce que, en traversant une couche d'eau plus épaisse, les vapeurs se condensent et les gaz sont absorbés.

Il est intéressant de noter qu'il y a des sources thermales et des solfatares à une altitude considérable au dessus du niveau de la lagune sur la colline, qui est constituée par du basalte, naturellement fort décomposé dans leur voisinage. La hauteur de ces sources, au-dessus du niveau du lac voisin, rend inadmissible l'idée que le foyer de la chaleur et des forces postparoxismiques est très profond.

Les eaux de La Laguna Verde s'écoulent par un con-

duit artificiel, comme nous avons déjà dit; elles sortent par l'O. et se jettent dans la Barranca de Marítaro.

Nous descendons cette barranca et, dans un peu plus d'un quart d'heure, nous arrivons aux grands puits connus sous le nom de Pozos de Marítaro. Ce groupe est situé de 70 m environ plus bas que la Laguna Verde, au fond même de la barranca, qui forme une sorte de chaudière. Des montagnes assez élevées, dont les flancs escarpés sont couverts de bois, constituent les bords de la chaudière et entourent au fond un élargissement de forme ovale du lit du ruisseau. Le sol y est très inégal,

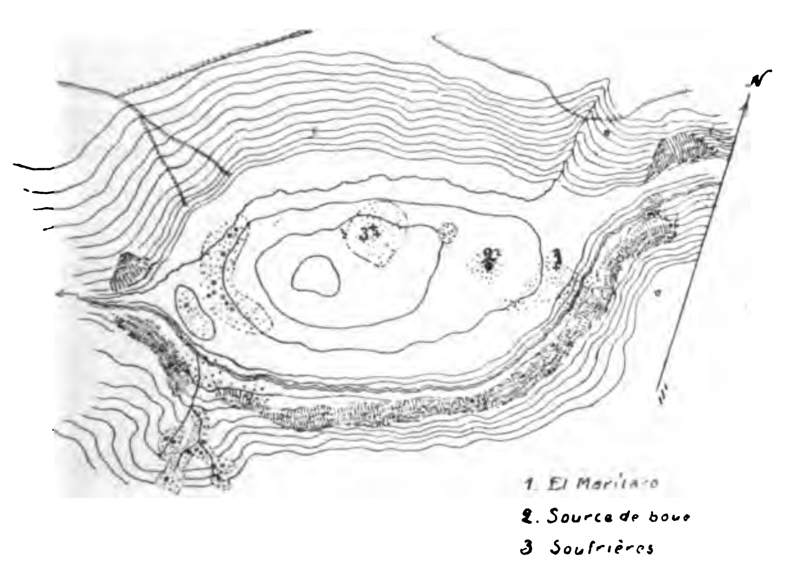


Fig. 3.—Position des soufrières de Marítaro.

et, en général, incliné dans la direction même du ruisseau. Dans cette direction, l'ovale a une longueur de 120 m, et une largeur de 60 à 70 m. Seulement au milieu de pays fertile cet espace sans végétation frappe de suite. Il renferme 6 grupes, qui se composent, chacun,

de nombreux jets de vapeur, de quelques puits d'eau bouillante et de boue; puis, sur le versant S.O., existe un septième groupe, dans lequel se répètent les mêmes phénomènes, et dans lequel coulent aussi quelques sources thermales et minérales.

Dans l'angle par lequel le ruisseau pénètre dans l'expansion ovale, des centaines de petits jets de vapeur traversent le sol et les éboulis aux pentes de la vallée. Sur toute la petite courbe qui constitue son côté E., s'èchappent aussi des émanations, qui entourent, d'une ceinture irrégulière, aux pentes de la vallée le gigantesque tube de vapeur d'El Marítaro proprement dit.

D'un tube, obstrué par de gros blocs, sort une colonne de vapeur, subdivisée par les pierres. Elle s'échappe avec une force explosive et un bruit assourdissant, comme fait la vapeur fortement chauffée, et s'élève à une vingtaine de mètres. Elle contient de H_2S et SO_3. Sa température à la sortie du sol dépasse 92°.[1]

Cette température est supérieure à celle de l'ébullition de l'eau à l'altitude de 2,700 m, à laquelle nous sommes. C'est pour cela que la vapeur ne se condense pas entre les pierres. Le bruit ressemble à celui d'une grande chûte d'eau.

Un peu à l'O. du Marítaro, sur un terrain criblé de jets de vapeur, nous trouvons une excavation ovale, de 6 m de long par 5 m de large, dans laquelle, à 2 m de profondeur, jaillit ou bondit de la boue noire et visqueuse. La température de ce liquide est de 88° à 89°; et il semble que l'ébullition est produite par 6 ou 8 jets

1 Une courroie, qui servait à porter le tube de fer blanc dans lequel étaient renfermés les thermomètres, fut absolument brûlée par le fait de l'avoir mise sur les pierres. La force de la vapeur était telle que, pour que ce tube de 2 kg, ne fût pas enlevé comme une plume il fallait le caler entre les blocs.

importants de vapeur qui pénètrent par dessus et remuent la masse si violemment qu'elle s'élève jusqu'aux bords du trou, et même au-delà. Tout autour, le terrain est entièrement perforé par les conduits de vapeur,—laquelle, avec l'action combinée de la chaleur et des acides sulphydrique et sulfureux, a transformé tout le sol en une boue impregnée de soufre en poudre fine, et les blocs de basalte, fortement attaqués, mais pas encore transformés en terre, sont, par place, recouverts par une croûte de soufre cristallin.

Vers le centre de l'ovale, mais un peu plus près de son bord septentrional, on remarque un petit groupe de jets de vapeur, qui entourent un petit puits bouillonnant et deux soufflards importants. Ils ressemblent beaucoup au Marítaro; mais leur température est plus élevée encore, soit 111° pour la première, et 99° pour la seconde. Dans le puits effervescent bouillonne une eau laiteuse à 88°.

Le groupe de puits et d'émanations, situé dans la courbe occidentale de l'ovale, est plus considérable; outre des vapeurs et des eaux troubles et chaudes, on y trouve aussi des croûtes minces et des couches cristallines de soufre et d'alun.

Les émanations et les puits qui sont au bord sud de l'ovale présentent le même aspect, comme aussi le groupe, qui est en dehors, un peu plus haut et du côté S.O. Le terrain, là aussi, a été attaqué, sur une profondeur de plusieurs mètres, et transformé en boue kaolinisée, ce que l'on peut voir dans le lit de quelques petits ruisseaux et dans quelques coupures profondes qui le sillonnent. Ce groupe est différencié des autres groupes du Marítaro par l'existence de quelques sources thermales qui contiennent une quantité considérable de H_2SO_4 et ClH libres.

Nous croyons utile de répéter que toute roche qui affleure dans les alentours de la Barranca du Marítaro est plus ou moins décomposée, de même que les pierres que les eaux ont apportées d'amont et abandonnées dans le lit du ruisseau. Dans les blocs les plus grands on observe quelquefois un nucleus frais, qui permet d'affirmer que la roche est du basalte, bien que, tout l'extérieur étant blanc et pourri, elle n'en ait nullement l'apparence. Quant aux pierres de plus petites dimensions, elles sont absolument décomposées, et forment des emplâtres de boue blanche, dont l'accumulation recouvre le sol sur une épaisseur considérable.

Souvent,—et, surtout, pendant la saison des pluies,—quand le ruisseau grossit, il entraîne les dépôts de soufre et d'alun et aussi les pierres les plus grosses en aval et les remplace par des matériaux nouveaux, qu'il apporte des hauteurs. Mais ce n'est pas tout: l'eau change les bords de son lit, modifie la forme de l'expansion ovale, et remplit aussi de pierres et de sable les tuyaux d'échappement des vapeurs; la force explosive ouvre alors de nouveaux conduits, de nouvelles sorties pour les gaz, en des points plus ou moins voisins des orifices anciens. C'est pour cela que après une pluie on voit de nombreuses altérations dans la forme, la position et le genre d'activité des puits du Marítaro.[1]

Nous nous éloignons de ces puits, descendons la vallée, et traversons le ruisseau dans un point où la barranca coupe un filon basaltique. La structure de ce basalte est généralement en lames conchoïdales; macroscopiquement sa structure est compacte. C'est un basalte à

1 Les habitants du pays m'ont assuré que les pluies augmentent aussi la force explosive des jets de vapeur, ce qu'ils expriment, en disant "que les puits son irrités par les pluies."

plagioclase. Son altération la plus forte commence dans les fissures et les suit. Le chemin charretier, que nous suivons, escalade le flanc S. de la barranca, passe par le sommet d'une colline, et redescend au S. dans un vallon, dans lequel se trouve La Laguna Seca.

Dans le fond de ce vallon, et sur la rive méridionale de ce beau lac, nous découvrons d'abondantes émanation de vapeurs, des puits d'eau bouillante et quelques salses.

150 mètres environ au dessus du nivau de ce groupe, sur la pente N. du Cerro del Gallo, au S. de la vallée, on aperçoit la vapeur de deux autres groupes, composés de jets de vapeur et puits bouillonnants, connus sous le nom de Pozos de los Gallos, qui paraissent être en voie d'extinction. On remarquera que le Pozo Superior del Gallo, et quelques-uns des puits les plus actifs, situés dans le bas fond, derrière la Laguna Seca, se trouvent sur des fissures ouvertes dans le terrain. La température de tous ces puits et des vapeurs sortant du sol, ne dépasse pas 92°.

Derrière le lac un puits, dont l'eau est laiteuse et bouillante, dépose sur la rive et sur les pierres qui sont au fond de l'eau, un peu de matière siliceuse, rappelant des pommes de pin très petites.

De La Laguna Seca nous descendons les bords du ruisseau qui lui sert de déversoir et en 10 minutes nous sommes à la salse, dite El Nopal. Ce puits est, aujourd'hui, le plus grand de ceux de la Sierra del San Andrés.

Du côté gauche de la vallée, sur le versant boisé qui regarde le Sud, et à mi-hauteur, se trouve une petite terrasse, qui est entourée du côté de la descente par un rebord peu élevé. Elle forme un petit plateau arrondi, dont le diamètre est de 30 m environ. Sur les contre-

forts de la montagne il n'y a pas d'émission de vapeur; mais il y en a sur la crête du rebord, et sur le côté de la terrasse qui l'avoisine. Là est le puits grandiose du Nopal. C'est un entonnoir de 6 m de large, par 8 m de long, dans lequel une boue, de couleur sombre, et visqueuse, boût avec tant de force que des gouttes et des éclaboussures sont projettées à une hauteur de 10 m dans une air saturé de vapeur en nuages. On ne peut pas prendre la température de cette bouillie, mais elle dépasse, bien certainement, 80°. Il est très probable que cette forte chaleur et la force avec laquelle se fait la projection sont dûes à de la vapeur surchauffée, qui pénètre dans l'entonnoir par la partie inférieure. On ne sent pas ici l'odeur de l'acide sulphydrique, et il n'y a pas de dépôts de soufre. De l'entonnoir ne débordent ni eau ni boue; le niveau est constant: la vapeur qui, pénétrant par en bas, se condense dans la masse, remplace l'eau perdue par évaporation.

Ce puits d'El Nopal était, il y a quelques années, de dimensions très réduites et rempli d'eau bouillante. Peu à peu, sans explosions et sans secousses, il a grandi au point d'être aujourd'hui le plus considérable et le plus tumultueux de la région. Ceci est un des modes de formation et d'accroissement des puits en question; mais, quelquefois aussi ils se forment subitement par une explosion. Ces phénomènes occasionnent naturellement suivant leur violence des tremblements de terre plus ou moins forts; et ce sont, sans aucun doute, des accidents de ce genre qui provoquèrent les secousses dont la région tout entière souffrit en 1872 (voir p. 1): Certains changements et développements eurent lieu; voici, du reste, ce qu'en dit le rapport de M. l'Ingénieur M. Urquiza:

"Les faits nous montrent ce qui est arrivé et arrivera: En effet, la nuit du 2 courant (novembre), pendant laquelle,—je l'ai déjà dit,—les secousses furent les plus fortes, apparut à 50 m environ au dessous d'El Chillador un nouvel; échappement de vapeurs, dont l'explosion projeta plusieurs pins à une certaine distance. On sait que, entre le Azufre et El Baño de los Ajolotes, s'en produisit récemment un autre,[1] sans que nous soyons fixés sur la date; El Gallito, qui, pendant 14 ou 15 ans était resté bouché, est rentré en activité; au dessus d'El Chino, existe maintenant un petit jet de vapeurs; et, d'une manière générale, tous ceux que j'ai vus, pour la seconde fois, le 15 et 16, étaient plus actifs que lors de ma première visite. J'en suis induit à penser que, avec l'augmentation d'acitivité des bouches actuelles de vapeur, ou avec la production de nouvelles, les commotions souterraines cesseront."

D'El Nopal nous descendons à l'Hacienda de Jaripeo. Cette hacienda est situé dans une plaine ondulée, qui est, probablement, la surface d'une vaste coulée de rhyolite (vitreuse), sur laquelle se sont superposées, depuis lors, d'autres masses rhyolitiques, qui constituent La Sierra du San Andrés.[2]

De Saussure, partisan des idées de Humboldt, Buch et Elie de Beaumont sur les cratères de soulèvement, s'exprime ainsi, (loc. cit.):

"Bref, le San Andrés a si peu l'apparence d'un volcan qu'on serait tenté de le prendre pour une simple montagne de soulèvement, sans la lave trachytique qui le

1 Voir pag. 9 (note 2).

2 En aucun endroit de la Sierra je n'ai trouvé de cratères comme ceux que metionnent de Saussure, Ramirez et Reyes, ainsi que Felix et Lenk—loc. cit.—loc. cit. En outre, les cendres, le tuf et autres produits habituels des volcans du cratère manquent aosolument.

compose en entier et qui sert de preuve péremptoire qu'il y a eu, en ce lieu, un déversement particulier de matières ignées...... Seulement, la roche constituante n'a pas l'air de s'être déversée d'un point central, et n'est pas disposée en couches.... Par ces raisons je considère la montagne de San Andrés non comme un volcan unique, mais comme l'aglomération d'un grand nombre de volcans. Je suppose que le trachyte a dû faire irruption, un grand nombre de fois, pour avoir engendré cette accumulation de montagnes mammelonnées."

De Saussure nous donne certainement dans ces quelques mots une idée exacte de la genèse de la Sierra du San Andrés, qui est un "Vulkanberg onhe Krater" ou volcan sans cratère. Cette interprétation ne nie pas que cette Sierra soit une accumulation de coupoles formées par un magma effusif, sans qu'il se soit produit de cratère dans toute la région.[1]

Descendant de l'Hacienda de Jaripeo à la plaine qui s'étend au N. de la Sierra de San Andrés, nous voyons le long filon d'obsidienne,[2] mentionné par de Saussure (loc. cit.), qui traverse le versant N. du plateau de Jaripeo. Dans les environs du village de Zinapécuaro apparaît fréquemment cette roche noire et aigre, nommée en aztec Sinapú qui a donné à la localité son nom de Zinapécuaro,—ou roche de Sinapu.

Près de la Station de Huingo, nous voyons quelques sources thermales considérables. Elles sont employées pour laver les argiles du sol, riches en plusieurs espèces

1 Le cirque de la Laguna de Azufre est certainement l'unique endroit, qui pourrait suggérer l'idée d'un cratère; mais ici aussi en manque toute preuve.

2 Avec cette roche, les indigènes faisaient autrefois leurs flèches; ils taillaient d'abord un cône, puis, au moyen de chocs courts, donnés à la basse de ce cône, ils faisaient sauter des éclats de pierre, ayant la forme d'une flèche et ses tranchants affilés.

de sels,—surtout en chlorures. Le liquide saturé est filtré dans de grands entonnoirs de bois; et les sels sont raffinés par des cristallisations répétées. Le produit final est une masse, très blanche, de cristaux fins, composée principalement de chlorures de Sodium et en faible proportion de chlorure de potassium, sulfate de magnésium et sulfate de calcium. Il est connu sous le nom de Salitre et est donné comme sel aux animaux.

RÉSUMÉ.

Comme nous venons de voir la montagne du San Andrés a été formée par la réunion de plusieurs effusions rhyolitiques distinctes. Neanmoins elle cause l'impression d'une structure unique. Tous ces volcans homogènes n'ont probablement pas de cratère. Dans une période plus récente eûrent lieu des effusions basaltiques au bord de la Sierra, et par suite dans la masse rhyolitique homogène s'observent quelques filons basaltiques. Les effusions marginales de basalte manquent sur la ligne Tajimaroa-Zinapécuaro et par suite on peut présumer que la Sierra de Ozumatlán se trouve en rapport génétique avec la Sierra du San Andrés.

Les phénomènes volcaniques de la région sont entrés dans une phase postparoxismique. De véritables geysers ne s'observent pas, en revanche des sources thermales et des exhalations de vapeurs d'eau souvent avec de l'H_2S.

Par l'obstruction du cours de ces thermes, soufrières et salses sont occasionnés des tremblements de terre de caractère local. Il n'y a aucune preuve pour pouvoir admettre une nouvelle phase d'activité volcanique proprement dite.



Fig. 1.—Source Thermale "La Tazita," Incrustations.
San Andrés



Fig. 2—Pyramides de terre prés la "Laguna de Azufre."
San Andrés.



Fig. 3.—Le "Cerro de las Humaredas," Hacienda Agua fria. San Andrés.



Fig. 4 — Environs de la source de Maritaro.
(San Andrés.)

XI

(EXCURSION DU JORULLO).



LE JORULLO

PAR

E. ORDÓÑEZ.

LE JORULLO.

PAR M. EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

L'apparition du Jorullo, au mois de Septembre 1759, connue, presque aussitôt, du monde entier, a été considérée comme un événement d'une grande importance pour l'histoire du volcanisme terrestre. Ce n'est pas que ce phénomène eût, en lui même, rien d'exceptionnel: quelques éruptions soudaines de masses, volcaniques avaient été, précédemment, observées; mais des circonstances particulières donnèrent à la formation du Jorullo, à ses débuts, tout à la fois, un caractère de grandeur et de singularité quand on la comparaît à d'autres éruptions, qui, en d'autres temps et en d'autres lieux, avaient eu l'homme pour témoin.

La plus ancienne, la plus complète et la plus autorisée des descriptions de ce volcan est dûe à la plume du grand explorateur Alexandre de Humboldt, qui le visita vers le milieu de Septembre 1803, c'est à dire 44 ans après son apparition.

L'un des mérites qui caractérisent la relation de Humboldt, dont les éléments sont disséminés dans ses œuvres monumentales, et un peu plus condensés dans le "Cosmos," est d'avoir tracé la topographie de la région du Jorullo, d'avoir déterminé les hauteurs et fixé les

coordonnées géographiques approximatives du volcan, à une époque oû, comme il le dit, lui même, il était "particulièrement absorbé par l'étude géognostique de cette montagne." Rien n'égale le soin avec lequel l'auteur de l'"Essai politique sur la Nouvelle Espagne" s'est attaché à réunir les documents relatifs à l'apparition du volcan, révisant les documents qui parvenaient à sa connaissance et recueillant les traditions de la bouche des anciens habitants de la région dévastée.

Et, malgré cela, les circonstances, précises de la série de phénomènes qui se produisirent, là, dans un court espace de temps, sont restées, en partie, enveloppées d'un mystère, qui ne sera, sans doûte, jamais entièrement éclairci. C'est un malheur que déplore aussi Humboldt, et qu'il attribue, avec raison, au peu de densité, de la population de cette région, à l'époque de l'éruption, et au manque d'observateurs intelligents et instruits.

Etant données les conditions politiques du pays, au moment de la naissance du Jorullo, on ne doit pas être surpris que le clergé, associé indirectement à l'Administration, et dominateur, presque absolu, de l'esprit populaire, ait été informé, en même temps que le Gouvernement de la Nouvelle Espagne, des premiers symptômes de cette convulsion. A la suite des grondements souterrains entendus dès le 29 Juin 1759, c'est à dire trois mois, environ, avant la catastrophe, dans la région des "Playas del Jorullo," puis, aussi, des tremblements de terre "qui devenaient, de jour en jour, plus forts," le Collège des Jésuites, établi à Patzcuaro, envoya le père Isidro de Molina "pour donner des consolations spirituelles aux habitants bouleversés de terreur par les bruits et les mouvements souterrains." C'est ainsi que s'exprime le père Joaquin de Ansagorri, curé du village

de la Huacana, dans une lettre écrite trois semaines avant l'éruption. Le même curé donna, plus tard, une narration complète des événements survenus pendant la nuit du 28 au 29 Septembre; ces faits sont relatés dans une communication, en date du 19 Octobre de la même année, 1759, et adressée à l'Evêque de Valladolid. Ce document qui raconte, en termes simples, les phénomènes observés, fut égaré, dit Humboldt dans son Cosmos; mais il fut retrouvé, en 1830, dans les archives de Michoacán, par le Père J. Pastor Morales.

Un des plus précieux éléments de l'histoire du Jorullo est, peut être, le dossier, composé de 46 feuilles, qui existe dans l'"Archivo General y Público de la Nación," et dont Orozco y Berra a publié les parties les plus importantes.[1] Ce dossier contient, outre les instructions du gouvernement central aux autorités de Valladolid, le rapport présenté, le 13 Octobre 1759, au Vice-Roi de la Nouvelle Espagne, Marquis de las Amarillas, par l'Alcalde Mayor de Michoacán, Dn. Martín de Reynoso Mendoza y Luyando, rapport qui, sous forme de journal, donne la description minutieuse des faits relatifs au Jorullo, depuis le mois de Juin, jusqu'au 8 Octobre, de cette année. Il contient aussi le rapport de Dn. Manuel Román Sayago, Administrador Général des haciendas de Dn. José Pimentel,—au nombre desquelles était celle de Jorullo, dévastée par l'éruption;—ces notes quotidiennes rapportent tout ce qui concerne le volcan, jusqu'au 13 Novembre 1759, date à partir de laquelle il n'y a plus de renseignements certains,—à notre connaissance, du moins.—Orozco y Berra mentionne aussi, comme faisant partie de ce dossier, une lettre du Père Isidro

1 Diccionario de Historia y de Geografía. México. 1854.

de Molina, qu'il ne copie pas dans son dictionnaire, parcequ'il la juge sans importance. Au rapport de l'Alcalde Mayor de Michoacán est joint un dessin du Jorullo, en noir et en rouge, "mal tracé et pouvant, à peine, donner une idée approximative du sujet" comme dit Orozco y Berra.

Désireux de connaître les manuscrits authentiques relatifs au volcan, nous avons activement cherché le dit dossier, dans l'"Archivo General de la Nación," mais nous n'avons pas été assez heureux pour le trouver, faute de références qui puissent nous guider dans ce travail ardu. Il ne peut, pourtant, guère y avoir de doute que ce document y existe toujours, M. Juan de D. Domínguez en ayant extrait, en 1870, des passages des mêmes textes déjà copiés par Orozco y Berra, en 1854, fait mention expresse qu'il s'est servi du manuscrit des Archives.[1]

Nous n'avons pas pu avoir, non plus, connaissance de la lettre authentique du Père Isidro de Molina, mentionnée par Humboldt, dans le Cosmos, bien que, par des voies diverses, des recherches aient été faites dans les Archives de l'ancienne Valladolid,—aujourd'hui Morelia,—et dans l'antique Evêché de Michoacán.[2] De la lettre que Dn. Joaquín Ansagorri, Curé de la Huacana, adressa, comme nous l'avons déjà dit, à l'Evêque de Michoacán, le 19 Octobre 1759, nous ne connaissons que la copie d'un fragment, transcrite par J. Orozco y Berra, dans ces "Efemérides Seísmicas."[3]

---

1 Boletín de la Sociedad de Geografía y Estadística. 2.ª época, 1870, p. p. 561-565.

2 Dans ces recherches, nous avons été particulièrement aidé par M. le diacre Luis R. Pérez. Nous lui en exprimons publiquement notre reconnaissance.

3 Bol. Soc. Geogr. y Est. 1.ª época. Tomo V, 1857, p. p. 148-149. Mem. Soc. A. Alzate. T. I, 1887, p. p. 332-333.

Mais, si nous n'avons pas été assez heureux pour trouver la lettre originale du P. Molina, le P. L. Pérez a eu la bonne fortune de rencontrer un document non moins précieux: il s'agit d'une communication, datée du 19 Oct. 1759, adressée par le Curé de la Huacana à l'Evêque de Michoacán, dans laquelle, en rendant compte des consolations spirituelles qu'il a données à ses paroissiens, il énumère les causes de leur affliction: les effrayants tremblements de terre el les bruits souterrains, l'obscurité produite par les pluies de cendre, les pertes de récoltes et de bêtail et les torrents de boue qui menaçaient d'inonder les terres arables de la Huacana, située sur le bord de la rivière, d'ordinaire, basse et tranquille, mais, alors, fortement grossie. Nous ne pouvons affirmer que ce document émane bien du P. J. de Anzagorri, le même dont parle Humboldt.

La catastrophe du Jorullo a dû produire, dans presque toute la Nouvelle Espagne, une vive impression, augmentée par les exagérations qui circulaient de bouche en bouche. Le Vice-Roi recevait des nouvelles, par différentes voies, et même de localités très eloignées du lieu du désastre. Nous avons vu, dans l'"Archivo General de la Nación," (Doc. N.° 203, T. 44, Amarillas 1759), une lettre de Cuernavaca, datée du 21 Nov. 1759, et adressée au Très Excellent B.° Fr. Dn. Julián de Arriaga, lui rendant compte du phénomène. A cette lettre était jointe la copie d'un rapport sur les circonstances qui avaient accompagné l'éruption. Cette copie ne se trouve, malheureusement, pas parmi les manuscrits qui constituent le volume cité. Des mentions vagues et isolées, du Jorullo se recontrent aussi dans beaucoup de documents anciens, à Mexico et dans les archives de Michoacán.

Dans son "Storia antica del Messico," publié à Cese-

na, Italie, en 1780, l'historien exilé Francisco Javier Clavijero, signale, en peu de lignes, et sous une date inexacte, l'apparition du Jorullo. Prenant pour thème l'éruption de ce volcan, le Père Rafael Landivar[1] a composé à Bologne, en 1782, un admirable cantique, en latin, justement loué par Humboldt.

Antonio de Alcedo, en 1789, a publié, sur le Jorullo, une notice, basée, probablemente, sur des reseignements peu dignes de foi, si nous en jugeons par les inexactitudes qu'elles renferme.[2] Il est, peut être, pourtant, dans le vrai, quand il dit que le pays était, autrefois, si fertile que les indiens l'avaient nommé "Jorullo," c'est à dire "Paradis," en langue tarasque.

Ce n'est, peut être, que quelques années après que le volcan exhala ses derniers soupirs, car cet immense incendie et ce désastre gigantesque ne peuvent avoir été l'œuvre d'un espace de temps aussi court que veulent nous le faire croire des temoins peu scrupuleux; et, pendant ce temps, le volcan n'a pas eu d'observateurs dignes de foi. Trente ans plus tard, quand le volcan et le pays dévasté commençaient à se revêtir de la végétation semitropicale qui les envahit, aujourd'hui, le vaillant Intendant "Corregidor" Dn Juan Antonio Riaño, et ses compagnons, Dn. Francisco Fischer[3] et Dn. Ramón Espelde,[4] l'épée nue, en guise de bâton, escaladent la côte abrupte, et atteignent le sommet du volcan, le 10 Mars 1789. Cette

1 Rusticatio Mexicana ed altera. Bologna, 1782, p. 17.

2 Diccionario Geográfico-Histórico de las Indias Occidentales, ó América T. V. Madrid, 1789.

3 Les premières informations que l'on eut, en Allemagne, sur le Jorullo, furent données, dit Humboldt, par Francisco Fischer, dans une lettre publiée dans le "Schriften der Bergbaukunde."

4 Humboldt reconnait à D. Ramón Espelde le mérite d'avoir, le premier, fait l'ascension du volcan, et cela avant de prendre part à l'expédition de Riaño. Espelde, qui habitait encore les environs du Jorullo, à l'époque de la visite de Humboldt, donna à ce dernier, sur la catastrophe, des renseignements qu'il tenait de témoins oculaires.

expédition, par les dangers qu'elle présentait, à cette époque, par les péripéties que traversèrent les voyageurs, qui, plus d'une fois, roulèrent dans les pierres et le sable, et par l'interêt qui s'attachait à ce qu'ils virent, fourni ample matière à la charmante chronique publiée par Riaño, dans la "Gaceta de México" du 5 Mai 1789, sous le bien modeste titre de "Superficial y nada facultativa descripción del estado en que se hallaba el volcán del Jorullo la mañana del 10 de Marzo de 1759." En terminant cette relation de voyage, l'Intendant "Corregidor," avec la verve qui lui était habituelle, disait qu'il croyait utile cette publication, "parce qu'elle pourrait exciter la curiosité et l'enthousiasme de quelque personne, qui, parée des connaissances nécessaires, la complèterait et enrichirait."

A un aussi modeste et véridique narrateur succède, en effet, un autre, plus savant et plus éloquent, le Baron Alexandre de Humboldt, qui inspecte le Jorullo, en Septembre 1803. S'appuyant sur les dire de témoins oculaires, reproduits dans le récit de Riaño,—d'après lesquels la montagne fut formée par un gonflement du sol ressemblant à une ampoule—il prétendit confirmer la théorie sur les cratères de soulèvements, théorie que, d'accord avec Léopold de Buch, et d'autres grands géognostes de son époque, il soutint, ensuite, contre les doctrines d'Elie de Beaumont, d'Hamilton et d'autres, non moins illustres, auxquels succédèrent les Scrope, les Lyell, les de Saussure, les Prévost, les d'Aubuisson, dont les travaux parvinrent à la connaissance de Humboldt, pendant les dernières années de sa vie.[1]

1 Parmi les objections les plus sérieuses que provoqua la théorie de L. de Buch sur les cratères de soulèvement, dès l'époque du triomphe de ses adversaires, figurent celles de Lyell, résumées dans ses "Principles of Geology," et

Après les mesures barométriques, la description générale du Jorullo et l'histoire de son apparition, le chapitre principal des études de Humboldt est la description des "hornitos," qu'il rencontra disséminés, par milliers, sur toute la surface de la nappe de lave. Mais cette description était si extraordinaire que nul, depuis, n'a rien pu trouver de semblable. Quelques personnes

---

celles de Poulett Scrope, exposées dans ses études "on the Mode of Formation of Volcanic Cones and Craters—Quaterly Journal of the Geological Society of London—1859, p. p. 508-512," et Considerations on Volcanoes dans lesquelles, avec une remarquable précision, il explique la véritable formation du Jorullo, celle des "volcancitos," l'extension du "malpays" et l'origine des "hornitos." Il compare ces derniers aux protubérances couvertes de cendres, qui se formèrent sur les laves du volcan d'Awascha, au Kamtschatka, en Juillet 1827, et sur les laves du Vésuve, pendant l'éruption de 1822. Dans cette même étude, Scrope dit avoir reçu de Lyell la nouvelle que de Saussure venait de visiter le Jorullo, et s'était convaincu qu'il n'y avait eu aucun soulèvement, mais qu'un torrent de lave avait inondé le terrain, au pied du cratère.

Nous ne pouvons faire moins que de reproduire le précieux document que nous a laissé de Saussure sur sa visite au Jorullo, qui nous révèle la parfaite appréciation qu'il s'était faite des choses. A l'article du savant génevois on ne peut pas ajouter grand'chose qui explique les vrales conditions de formation du volcan. Voici, du reste, le document auquel nous nous référons :

NOTE SUR LA FORMATION DU VOLCAN DE JORULLO, MEXIQUE PAR M. H. DE SAUSSURE, DE GENÈVE.

Société Vaudoise des Sciences Naturelles, Lausanne. (Séance du 22 Juin, 1859.)

"Il a cette année précisement un siècle que la belle vallée de Jorullo a vu s'opérer le terrible changement qui a transforme son sol, et qui a substitué aux champs d'indigotiers et de cannes à sucre une nappe aride de lave lithoide. Selon la tradition des lieux, le seigneur de Jorullo ayant refusé l'aumône aux moines quêteurs de Pátzcuaro, ceux-ci lancèrent leur malédiction contre cette vallée impie et chargèrent le ciel de la consumer de ses feux, pour ensuite la faire disparaitre sous une épaisse couche de glace. Le premier de ces événements ne se fit pas attendre, car des flots de lave incandescente, peu de semaines après, sortirent des entrailles de la terre et se répandirent sur toute l'étendue des plantations. Comme l'indique Humboldt, le refroidissement graduel du volcan est au yeux des populations le symptôme certain de l'achemînement au second acte de la malédiction des moines.

"La catastrophe qui dévasta la vallée de Jorullo eut pour effet de créer un volcan parfaitement caractérisé. Une nouvelle montagne avait subitement surgi à la surface du globe, et la rapidité inouie de sa formation, en même temps que la grandeur de sa masse, fit de son apparition un phénomène qui n'a son semblable nulle part.

"L'importance de ce phénomène, au point de vue géologique, est très grande, vu les conclusions qui en découlent ; aussi ne saurait-on mettre trop

ont bien dit en avoir vu des vestiges; mais ceux-ci ne correspondent nullement au signalement de Humboldt, ni par leur abondance, ni par leur importance, et l'on ne peut, pourtant, pas admettre la disparition complète de ces étranges protubérances, étant données les conditions de conservation des autres petits monticules, si abondants sur les coulées. D'autre part, ces protubérances en

---

d'attention à en bien étudier les causes et le mode de développement. La cause est toute connue, puis qu'elle se trouve dans la volonté des moines! Quant au mode de développement, auquel est dûe la formation du Jorullo, ils ont été mal interprétés, et ont servi d'appui a des théories tout a fait mal fondées.

"Humboldt, qui a visité le volcan 43 ans seulement après son apparition, l'a considéré comme étant le résultat d'un soulèvement.

"Selon lui, l'immense nappe de lave qui entoure la montagne est la suite d'un ramollissement du sol par les gaz, et d'un boursoufflement en vessie, accompagné de soulèvement. Les bords de cette nappe de gaz seraient la *tranche de soulèvement* de l'espèce de table que l'action souterraine aurait soulevée. Cette opinion a servi d'argument en faveur de la théorie des cratères de soulèvement de De Buch et à celle qui assigne aux cônes volcaniques le même mode d'origine. Mais la première inspection des lieux montre qu'une semblable opinion ne peut plus avoir cours dans l'état actuel de la science. Le Jorullo selon mon opinion, n'est le résultat d'aucun soulèvement quelconque, et il a pris naissance uniquement par voie de *débordement* et d'*entassement*. Les nappes de lave, ou *malpays*, ne sont autres que de vastes écoulements de matières incandescentes qui ont tapissé la vallée, en formant des golfes et des promontoires, comme le ferait une masse de plomb fondu qu'on verserait sur une surface rugueuse. Les bords du "malpays," élevés de 30 à 80 pieds, ne sont pas une tranche de soulèvement, mais seulement le culot terminal des coulées de lave. Le cône qui forme la montagne proprement dite, n'est que le simple résultat d'entassements successifs de cendres, graviers et scories rejetés par l'orifice principal.

"Le volcan de Jorullo se compose: 1.°, de la mer de lave qui est le résultat de plusieurs débordements de lave successifs à travers des crevasses; ces débordements, de plus en plus restreints, se sont superposés et ont formé quatre gradins principaux, de plus en plus élevés: 2.°, du cone central élevé par dessus ces laves après qu'elles eurent cessé de couler, et par l'action des éruptions gazeuses: 3.°, d'une grande et dernière coulée partie du sommet du cône et qui est descendue en contournant la montagne. Cette coulée est due à un retour de lave qui a eu lieu après la période purement gazeuse, à laquelle on doit la formation du cône. Ensuite, la lave qui n'a pu déborder est restée prise dans le creux du cône comme dans un bassin, et elle s'est peu a peu effondrée à mesure que l'action souterraine cessait et que la lave de la cheminée retombait: il en est résulté un abaissement par ruptures concentriques qui ont formé le vaste entonnoir du cratère.

"Outre le cône principal, il existe encore une série de petits cônes placés sur une même ligne, et qui ne sont que des monceaux de sable accumulés par les éruptions gazeuses, dépourvus de toute coulée. Leur disposition montre que l'éruption s'est faite selon un axe très net qui court N.S., et que cet axe est évidemment déterminé par une fissure locale, à travers laquelle les ma-

forme d'hornitos, formées de minces couches de cendres, qui couvrent cette région, se rencontrent, encore, par milliers et donnent raison aux vues de Poulett-Scrope. Il ne faut donc pas s'étonner qu'il y ait des doûtes sérieux au sujet de la véracité de la peinture qu'a faite Humboldt, ou, tout au moins, que l'on se refuse à admettre, comme chose démontrée, la natu-

---

tières volcaniques ont été forcées: mais il n'y a pas trace de soulèvement de couches selon cet axe, ce qui semble prouver que la pression volcanique n'a pas rompu les couches sous-jacents, mais qu'elle s'est simplement fait jour à travers une faille par laquelle les matières liquides et fluides ont pu s'échapper.

"D'autres petits cônes de cendres sont semés à une plus petite distance du cône principal. Le plus grand est sur le versant opposé de la vallée entièrement au dessus de l'axe principal.

"Le cône principal et ses annexes reposent sur une base de lave déjà fort élevée. En effet, le "malpays" va s'élevant très rapidement jusqu'au pied des cônes. Ce point culminant du "malpays" forme, pour Humboldt, le sommet de la vessie de lave et du soulèvement de la plaine.

"Je ne crois pas qu'on doive envisager ainsi la structure de la montagne. Et disons d'abord que le mot de *plaine* employé par Humboldt d'une manière vague pour désigner la vallée, par opposition aux montagnes qui la bordent, a été pris trop au pied de la lettre. La vue insuffisante du Jorullo publiée par l'illustre voyageur à corroboré cette erreur dans l'esprit des géologues. Le sol au milieu duquel le volcan à fait éruption est celui d'une vallée très accidentée; de plus ce n'est pas dans le fond de la vallée que s'est ouverte la crevasse, d'où sont sortis les basaltes qui ont tapissé les districts environnants mais c'est au contraire sur le versant oriental de la vallée, sur les pentes qui s'abaissent vers le fond de cette dernière, et l'axe volcanique est lui-même parallèle à ce fond. Il en résulte que les laves ont coulé ces pentes et les ont tapissées, en sorte que la grande élévation de leur partie culminante tient à la structure du sol sousjacent, et s'explique sans l'intervention d'aucun soulèvement.

"Il faut ajouter que cette partie culminante du "malpays" est rendue plus saillante encore par la superposition de plusieurs nappes de lave successives, qui ne s'étendent pas jusqu'à ses limites extremes.

"On voit que le volcan de Jorullo est formé de tout autre manière que par un soulèvement, et que son apparition, loin de plaider en faveur de l'action soulevante des forces volcaniques, montre, au contraire, que les plus grands efforts volcaniques peuvent se produire sans déranger les couches du sol.

"Il serait trop loug d'entrer dans les détails relatifs à la structure des laves, des scories, des petites cônes de boursoufflement ou "hornitos." La nature minéralogique est purement basaltique. Je révoque en doute le morceau de syénite trouvé par Humboldt sur le "malpays," et je suppose qu'il y a là une confusion entre la syénite et le trachyte à baguettes de pyroxène, dont j'ai trouvé aussi quelques débris.

"L'examen du cratère, des coulées, des tufs, etc., nous entraînerait trop loin aussi; tous ces faits se trouveront mentionnés dans le mémoire qui doit paraître prochainement."

re que l'éminent explorateur attribue à ces hornitos.

Cependant, Burkart,[1] lors de son voyage au Jorullo, en 1827, c'est à dire 24 ans après la visite de Humboldt, ne voulant pas rompre avec les idées du maître, dont'il accepte la théorie des cratères de soulèvement, dit, simplement, que, sous l'action des eaux et de la végétation, beaucoup d'"hornitos" ont disparu, et que d'autres ont changé de forme; puis il en décrit deux autres types, qui sont essentiellement différents de ceux de Humboldt.

Deux décades s'étaient écoulées, depuis le voyage de Burkart au Jorullo, quand parut une nouvelle description, celle de Schleiden,[2] qui, avec un jugement moins prévenu, reconnaît et établit clairement que le volcan n'est pas l'œuvre d'une seule éruption, et que les divers éléments qui composent la nouvelle création doivent s'être présentés à des époques diverses, tels, par exemple, que la lave qui a formé le malpays, les matériaux des cônes, la couverture de cendres, etc. Schleiden ne trouve pas les "hornitos" de Humboldt, mais bien les nombreuses petites protubérances composées d'aglomérats de lapilli, de cendres et de tufs, qui hérissent les champs de lave, et dont il donne une explication peu satisfaisante. Il compare le malpays du Jorullo au "Pedregal," ou malpays de San Angel, près de Mexico, comparaison qui n'est juste qu'en ce qu'elle considère la région envahie, qui entoure le Jorullo, comme un champ de lave, tandis que, en ce qui concerne la structure et l'aspect, la

---

1 Aufenthalt und Reisen in Mexico, in den Jahren 1825 bis 1834—Stuttgart—1836.

Ueber die Erscheinungen bei Ausbruche des mexicanischen Feuerberges Jorullo, im Jahre 1759—Zeits. Geol. Ges. IX—1857. p. p. 274-297.

2 Ueber den Jorullo, Fortschritte der Geogr. und Naturgesch. von Froriep u. Schomburgk, Vol. II, 1847.

différence est sensible. Avec le dessin des cônes du Jorullo, fait par Schleiden, s'efface, un peu, l'impression fantastique produite par celui de Humboldt, avec ses pentes par trop exagérées. Les paysages de Sartorius[1] ne sont moins fantastiques.

Une erreur de ce genre se remarque aussi dans les gravures coloriées de "Die Vulkane der Republik Mexico" de Pieschel, publié en 1856. La description que ce voyageur fait du Jorullo est un peu antérieure à son Atlas, puisqu'elle a paru dans le "Zeitschrift für Allgem. Erdkunde" de 1855. Pieschel, dans ses explorations, traversa une région volcanique très intéressante, celle qui s'étend entre le volcan de Colima et le Jorullo, passant au pied de la montagne élevée de Tancítaro. Il ne nous a, malheureusement, laissé, que peu de détail sur cet itinéraire. Pieschel était un observateur sagace, aussi est il fâcheux que, en parlant du Jorullo, il ait décrit des choses qu'il n'a pas vues, qu'il ait dit, par exemple, que les parois les plus élevées du bord du cratère sont en syénite, et qu'un pic de syénite, en voie de destruction, fait saillie, au sommet de ce cratère, etc., choses incompatibles avec le jugement qu'il a montré dans ses descriptions.

Dans la seconde moitié du XIX[e] siècle, de nombreuses descriptions du Jorullo ont été faites, et il a circulé, avec une véritable profusion, des notices sur sa formation, émanant, toutes, de celles des anciennes publications. Dans les nouvelles explorations, les observations ont été, pour ainsi dire, toujours les mêmes, et les voyageurs ont suivi les mêmes itinéraires. Les ouvrages d'enseignement reproduisent ce qui a été considéré comme

---

1 Mexico and the Mexicans. London, 1859.

bien connu dès les premiers phénomènes qui ont caractérisé la formation du volcan.

De brèves annotations, de simples données sur la situation et l'histoire du volcan, comme celles de Zayas Enríquez,[1] Medal, Bárcena, García Cubas, ou des notices un peu plus serieuses comme celles de Reclus,[2] Zurcher et d'autres nombreux auteurs étrangers, abondent dans ces derniers temps. Parmi les contributions les plus importantes, nous en citerons une, la description du voyage fait au Jorullo par MM. Felix et Lenk, vers la fin d'Avril 1888.[3] Ces auteurs font une révision assez complète des études sur le Jorullo parues depuis l'époque de Humboldt, indiquant, en peu de mots, l'état actuel du volcan, comparent les altitudes qu'ils on déterminées avec celles données par Humboldt et par Burkart, décrivent un "hornito," semblable à ceux de Humboldt et vu par eux-mêmes, et parlent aussi des protubérances du malpays, couvertes de tufs. Avec raison, ils les considèrent également comme des hornitos; mais ils donnent, de la formation de ces petits cônes composés de couches de tuf, une explicaction qui ne nous semble pas admissible, parce qu'elle suppose à cette roche une plasticité qu'elle n'a pas. Enfin, la contribution originale la plus importante de leur étude est la description pétrographique des matériaux qui constituent notre nouveau volcan, à la lumière des procédés actuels d'investigation.

Il semble que, après un siècle, pendant lequel se sont

---

1 Los Estados Unidos Mexicanos. R. Zayas Enríquez. México. 1893.

Apuntes estadísticos sobre el Distrito de Ario (Mich.). p. J. Medal. Mem. Soc. Cient. Alzate. T. II. 1888-1889. México.

Tratado de Geología. M. Bárcena. México. 18.

Diccionario Geográfico, Histórico y Biográfico. Antonio García Cubas. México. 1888.

2 "Nouvelle Géographie Universelle," Elisée Reclus.

3 Beiträge z. Geol. u. Paläont. der Rep. Mexico. Leipzig, 1890.

succédé des études sur le Jorullo, à intervalles relativement courts, et faites par des observateurs avantageusement connus, notre tâche devrait se résumer à coordonner les résultats obtenus jusqu'à maintenant. Mais le peu de ressources offertes par la région, le manque de confort dû au climat et les fatigues d'un voyage long et difficile, à cheval, ont, plus d'une fois obligé les explorateurs à rester trop peu de temps sur place. Nous avons eu, sur eux, au contraire, l'avantage d'avoir établi un camp au Rancho de la Mata de Plátano, situé à moins d'un kilom. de la base du cône du Jorullo, de disposer d'un plan suffisamment exact, levé par l'Ingenieur Alberto Anguiano, et d'avoir profité de la collaboration de M. Andrés Villafaña, géologue de notre Institut. En outre, l'aide matérielle des autorités de l'Etat de Michoacán, et les éléments mis à notre disposition par la compagnie d'Inguarán, ainsi que les excellentes habitations qu'elle possède sur le Rancho de la Mata de Plátano, nous ont permis de mener à bonne fin une exploration du Jorullo aussi complète qu'on pouvait le désirer.

SITUATION DU JORULLO.

Le volcan du Jorullo est situé au fond d'un grand amphithéatre, creusé dans le flanc d'un bloc de plateaux élevés, avancé vers le Sud, et qui se détache du bord méridional du Plateau Central, dans les districts de Pátzcuaro et d'Ario, Etat de Michoacán.

Les coordonnées géographiques du Jorullo paraîssent ne pas avoir été déterminées, jusqu'à présent, avec une exactitude suffisante. Humboldt fait déjà remarquer la discordance qui existe entre ses déterminations approximatives et celles du géographe Lejarza. Humboldt

fixe, en effet, la latitude du Jorullo à 18°8′ ou 18°9′, environ, tandis que Lejarza trouve 18°53′30″. Il est probable que ce dernier chiffre est plus près de la vérité: il diffère peu de celui donné par H. Ward Poole 18°58′[1] La longitude W. de México, déterminée, respectivement, par ces autorités est de 2°27′30″ et 2°37′50″.

A partir du bord volcanique du Plateau Central, qui passe un peu au Sud du village de Sta. Clara de Portugal, sur le chemin de Pátzcuaro à Ario, et à l'altitude de 2,450 m. au dessus du niveau de la mer, les plateaux élevés, subdivisés en petits bassins, qui constituent le bloc en question, s'abaissent, en échelons sucessifs, jusqu'au bord de l'amphithéatre,—où leur hauteur atteint de 1,700 à 2,100 m. Là commence une descente rapide jusqu'à Las Playas ou las Albercas, c'est à dire jusqu'au fond des vallées du Río de La Playa et de San Pedro Jorullo, qui sont á 700 m. environ au dessus du niveau de la mer, soit une chute de plus de 1,000 m.

Humboldt avait déjà signalé cette situation, toute particulière, du Jorullo, au milieu d'un bassin, et remarque que, pour arriver au volcan, il faut faire une descente rapide dans une courte distance. Le grand amphithéatre n'a pas moins de 14 km. de diamètre. Les régions élevées, envoient vers l'intérieur, de longues ramifications, des éperons, de formes diverses, et, près des bords de ce superbe amphithéatre, des parois, les unes verticales, et de plusieurs dizaines de mètres de hauteur, les autres à pentes abruptes, donnent à l'ensemble du paysage un aspect des plus sauvages.[2] Ce grand demi-cercle rocheux

---

1 Posiciones Geográficas y alturas de algunos puntos de la República Mexicana. México, 1901.

2 Ces vallées profondes, semi-circulaires, creusées par l'érosion,—qui nous révèlent si bien la structure géologique d'une région, et, en particulier, celle de notre Plateau Central,—s'observent aisément en beaucoup d'endroits, délimi-

a sa concavité, ou son ouverture, dirigée vers le Sud; là sortent, par des gorges relativement étroites, les eaux des ruisseaux qui y convergent. L'apport d'eau le plus considérable, bien qu'encore fort modeste, est fourni par le ruisseau de la Playa, formé de deux bras: l'actuel, qui borde, du côté du nord, le malpays du Jorullo; et celui qui était, avant l'éruption, le plus considérable, l'Arroyo de Cuitimba. Ce dernier, forcé, aujourd'hui, de suivre un cours tortueux, s'infiltre sous l'épaisse couverture de laves, d'où il sort, en sources presque froides, au bord S.W. du malpays, dans les environs du Rancho de Agua Blanca, sur le chemin de la Huacana. Un autre cours d'eau moins affecté par l'éruption, que celui de Cuitimba, est l'arroyo de San Pedro Jorullo, qui prend naissance à l'Est du volcan, dans les montagnes anciennement connues sous le nom de Cerros del Cuiche. Il descend, d'abord, par une étroite rainure ouverte dans un petit plateau, et se précipite, ensuite, en cascade, près de la Mata de Plátano, pour suivre son cours le long d'un cañón étroit percé dans un ancien plateau basaltique; et, de là, après avoir reçu les eaux tièdes qui jaillissent dans l'hacienda de San Pedro, au Sud du volcan, il va s'unir au ruisseau de la Playa. Ces deux cours d'eau, réunis prennent, alors, le nom de río de la Huacana. A travers d'étroites gorges, encaissées et chaudes, ces aux cheminent, ensuite, vers le S.W., pour se jeter dans le Río del

---

tant le bord actuel du dit plateau, dans la Sierra Madre Occidentale et dans la Sierra Madre Orientale. L'exemple de l'amphithéatre du Jorullo démontre que le même phénomène se répète sur les trois versants principaux du plateau, et qu'il n'est pas nécessaire de recourir à une cause tectonique pour expliquer sa descente abrupte dans la partie méridionale. Nous en donnerons d'autres preuves encore, dans notre ouvrage, en préparation, sur les volcans du Mexique. Au sujet des amphithéatres, on peut consulter le mémoire de Farrington: "Observations on the Geol. and Geogr. of Western Mexico." Publ. Field Columbian Museum. Geol. Series II. N.° 5. May 1904 y Ordóñez. "Las Barrancas de las Minas y de Tatatila." Bol. Soc. Geol. Mexicana. Vol. I. 1905.

Marqués, affluent important de la grande artère, le fleuve de las Balsas, qui coupe brusquement les montagnes du Sud, pour se déverser dans le Pacifique. Ainsi servant de perspective au grandiose amphithéatre du Jorullo, se dressent, au Sud, rivalisant en hauteur avec les contreforts échelonnés du Plateau Central, des chaînes escarpées, aux profils presque fantastiques, orientées E.W. s'élevant, les unes derrière les autres, en plans successifs, elles donnent une idée de l'épaisseur et de l'importance du grand bloc montagneux connu sous le nom de Sierra Madre del Sur.

L'extrémité orientale de l'amphithéatre est formée par la chaîne dioritique de las Canoas, reliée aux hauts plateaux par des cônes volcaniques et des masses de basalte ancien, que nous découvrons, sur la côte d'El Tejamanil. La branche orientale fait partie de la chaîne d'Inguarán, à laquelle appartiennent les montagnes élevées de Santa Inés, qui font face au Jorullo. Le reste de l'amphithéatre est constitué par l'énorme front des plateaux du Rancho Nuevo, d'Urapa, de las Puentes, etc., avec leurs surfaces bosselées et leurs cônes couverts de bois. Ces sommets d'El Hortigal, d'El Hortigalito, d'El Espinalillo, d'El Chivo, etc. couronnent les parois de l'immense cavité, tantôt soutenus par des murs verticaux de rochers dénudés, présentant une structure colonnaire, tantôt par des pentes rapides, qui, plus bas, se transforment en plateaux étroits et allongés. Sur l'un des plus étendus, légèrement incliné vers l'Ouest et le Sud, a surgi, à l'improviste, le Jorullo, recouvrant de ses laves tout le flanc du plateau, à l'Ouest, ainsi que la pente légèrement ondulée et vallonnée, qui devait s'étendre jusqu'à la Playa et l'Agua Blanca, au pied de la Sierra de las Canoas.

Les regards sont attirés, malgré eux, par un groupe de montagnes, sorte de squelette montagneux, qui jurent, pour ainsi dire, avec l'architecture générale de l'amphithéatre; ce sont les Cerros del Olvido, surmontés de crètes aigües et de sommets tranchants, qui font, probablement, partie des montagnes que Humboldt désigne sous le nom d'Agua Zarca.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU JORULLO.

Pour bien comprendre les formes du terrain que nous décrivons ici, à grands traits, il faut avoir une idée de sa constitution géologique, qui est extrèmement simple, puisqu'elle se réduit à quelques affleurements de roches intrusives, à de grandes coulées et à de grandes masses de roches andésitiques et basaltiques. Les espèces les plus répandues du premier type sont la monzonite quartzifère et la diorite, considérée par Humboldt comme syénite; c'est la même que l'on trouve enclavée dans la masse des laves du Jorullo qui forment les parois de son cratère et l'intérieur des nombreuses bombes que l'on rencontre dans les aglomérats et les brèches de lapilli des "Volcancitos." Cette roche, qui constitue, sans doûte, una grande partie du fond de l'amphithéatre, recouvre une vaste surface, dans les montagnes d'Inguarán et dans la Sierra de las Canoas, apparaît aussi en taches de peu d'etendue, au pied des escarpements de l'amphithéatre, et, finalement, se montre en apophyses élevées, qui se rencontrent dans l'intérieur et à peu de distance des volcans du Jorullo.

On remarque, surtout, le Cerro del Perico, près de la Mata de Plátano, et les montagnes de La Peña Blanca et de Las Pilas, au S. et au S.W., du grand cône. Le

talus extérieur de l'un des "volcancitos" s'appuye sur la base de La Peña Blanca; et les laves du malpays ont coulé sur la roche dioritique des flancs du Cerro de Las Pilas.

En plusieurs endroits, on peut voir que les monzonites et les diorites—qui font partie d'un grand stock, et dont nous n'avons pas pu déterminer l'âge avec certitude,—ont servi de lit à de vastes coulées d'andésites pyroxéniques et de basaltes, qui s'étendent à la partie supérieure de l'amphithéâtre, et qui, avec des andésites hornblendiques plus anciennes, forment, en fait, les plateaux d'Ario et de Pátzcuaro. Ces coulées se voient, parfois, clairement, en nappes horizontales et séparées par des lits d'aglomérats volcaniques, dans les parois verticales, comme dans les rochers d'El Chivo et d'El Hortigal. C'est seulement à la base de ces coulées, quand elles ne sont pas recouvertes ou baignées par des basaltes plus modernes, que l'on peut observer la ligne sinueuse d'union avec des andésites anciennes ou avec les monzonites, indiquant l'érosion avancée de ces dernières, et l'inégalité d'un terrain, qui s'élève et s'aplanit avec l'invasion de nouvelles matières volcaniques. Le basalte des éruptions anciennes, qui constitue les plateaux, est diffèrent du basalte du Jorullo, en ce qu'il est plus compact, de couleur gris clair, riche en olivine, divisé, généralement, en dalles; et, s'il forme la dernière couverture des plateaux élevés, il est aussi le facteur des plateaux du fond de l'amphithéâtre, qui ont été perforés par l'éruption du nouveau volcan. Ce pays avait déjà été ravagé par d'autres éruptions basaltiques, infiniment plus grandes que celles du XVIIIe siècle, d'une part, quand le Sud du Plateau Central était en voie de encombrement et, d'autre part, quand l'érosion avait déjà dessiné sa confi-

guration actuelle; ce basalte avait, en effet, inondé les bords et les flancs de l'amphithéatre et coulé jusqu'au fond puisque les restes des anciens malpays, ainsi que quelques bouches d'éruption, s'y reconnaissent encore. Un cône ancien bien conservé se voit sur le flanc de la Sierra de las Canoas, au Sud de la descente d'El Tejamanil. Pour nous en tenir aux environs du Jorullo, ces cônes volcaniques d'une autre époque sont encore plus caracteristiques: A l'est du gran cône, par exemple, les montagnes d'El Bonete et d'El Saucito, qui sont couvertes de cendres récentes; au Sud, à 2 km., environ, le Cerro Blanco, cône élevé, composé d'aglomérat de lapilli, qui repose sur le plateau de La Higuera, le même plateau qui sert de piédestal à notre volcan du Jorullo.—Pl. II.)

A l'Est et au Sud, ainsi qu'au Nord, le nouvel édifice volcanique,—composé de quatre cônes, et non de six, comme on l'a toujours cru,—est immédiatement entouré de cônes basaltiques plus anciens, reposant sur ces laves, et de la grande apophyse dioritique, dont nous avons déjà parlé; à l'Ouest, au contraire, tout le terrain s'inclinant de ce côté, il n'y eut aucun obstacle à l'écoulement naturel de la lave,—phénomène le plus important et le plus surprenant de l'éruption du Jorullo, que les chroniqueurs, témoins de ce grandiose événement mentionnent, néanmoins, à peine. Aussi, à partir de la base des cônes, la lave, sur laquelle ceux-ci reposent, en partie, s'étend elle en pentes douces, échelonnées, couvrant une surface, presque quadrangulaire, de 3,000 m. de long par 2,800 m. de large, soit 8½ kil. carrés environ. Les bords, très sinueux, des coulées montrent les obstacles que leur marche a rencontrés dans les inégalités du terrain et dans les petites collines volcaniques con-

nues de tous les voyageurs, telles que le Cerro de la Cruz, contigu aux Haciendas de las Playas, et les hauteurs d'El Mirador ou d'El Veladero, dont la situation est marquée sur notre plan.

Pour se rendre un compte exact de la manière dont les laves du Jorullo se sont ecoulées et des points où se sont élevés les cônes, on doit étudier la région qui s'étend, de ces cônes, vers l'Est parce que, de ce côté, le terrain n'est pas recouvert de malpays. Là, en effet, on voit que les quatre cônes, comme s'ils étaient quatre bouches indépendantes, reposent, d'une façon manifeste, sur les basaltes qui constituent le plateau de La Higuera; celui ci, limité, aujourd'hui, par les dits cônes et par la base des montagnes d'El Saucito et d'El Bonete, forme de petites explanades, sans drainage, couvertes de sable, connues des habitants du pays sous le nom de Las Albercas (La Alberca Grande et La Alberca Chica); ces Albercas marquent encore le cours du ruisseau qui descendait de la partie supérieure de l'Arroyo Puerco tributaire du ruisseau del Huaco lequel forme, plus bas, le Río de San Pedro Jorullo, comme le montre le fait qu'elles sont, en partie bordées d'un basalte identique à celui des plateaux. Au pied du cône du Jorullo, à l'Est, des monticules peu élevés de sable volcanique ferment Las Albercas, d'un côté, et donnent naissance à l'Arroyo Puerco,—ainsi appelé à cause du sable noir qu'il roule,—qui se précipite, par la chûte de La Mata del Plátano, vers le fond du Cañón de Huaco. De la ferme déjà citée, la vue de ce vallon et de la Sierra Madre du Sud, qui commence à se montrer, en face, est tellement grandiose et imposante qu'elle suffit, à elle seule, pour motiver un voyage au Jorullo.

Avant d'entreprendre la reconstitution des évènements

qui eurent lieu, au Jorullo, à la fin de l'année 1759, et d'interpréter les documents écrits que nous ont laissés les témoins oculaires des éruptions, il faut, d'abord, décrire les différents éléments qui se rattachent è ce phénomène: les coulées de laves, désignées sous le nom de malpays, les cônes et la couvérture de cendres.

Modifiant un peu l'ordre naturel, nous commencerous par les cônes.

LES CÔNES.

Reposant sur le plateau allongé de La Higuera, dont nous avons fait mention plus haut, et avec une orientation N.E. 20° S.W. environ, s'élèvent les quatre cônes, correspondant aux quatre bouches du Jorullo, qui vomirent de la lave et des cendres, pendant l'éruption de 1759. Le plus élevé est le seul vraiment connu sous le nom de Jorullo; les trois autres sont simplement appelés "los Volcancitos,"—les Petits Volcans.—L'orienation des cheminées de notre volcan, différente, dit-on, de celle des grands volcans de l'Anahuac, a été, pour les observateurs, l'objet d'une grande préoccupation. Humboldt, pourtant, reconnait que se groupe de petites cheminées, orienté contre les règles si longtemps admises, est insignifiant, quand on le compare aux immenses volcans du pays. Mais ce savant, comme tous les autres qui ont visité le Jorullo, affirme, avec insistance, que ces cônes se sont formés sur une crevasse, comme semble le confirmer la direction rectiligne de ces appareils. Sans repousser, à priori, cette hypothèse si généralement admise, on pourraît, pourtant, presque affirmer que les cheminées du Jorullo sont indépendantes, à la surface du sol, bien qu'elles soient situées sur une même ligne, de 3,400 m. de long.

Le cône principal du Jorullo est comparable, par son importance, à celui du Vésuve, reposant sur le mont Somma, tandis que les "Volcancitos" ne dépassent pas, de beaucoup, les dimesions du Monte Nuovo. Ci-joint, nous donnons une vue des Volcans du Jorullo (Pl. I). calquée sur un dessin, fait d'après nature et avec le plus grand soin, et nous y joignons un profil, qui peut donner une idée de leur hauteur et de leur importance relatives. Comme l'on verra, ces appareils ont la forme de cônes parfaits, mais, seul, le cône principal est presque complet; les autres sont ouverts, jusqu'à leur base, d'une manière curieuse, et présentent la forme d'un fer à cheval. Le cône principal est très voisin du "Volcancito" del Norte, tandis que les "Volcancitos" du Sud sont séparés de la base du volcan par plusieurs monticules de sable et de lapilli que l'on avait suposé également être des appareils complets d'éruption. Ils en ont bien, en effet, l'apparence; mais, à leur base, nous avons vu in situ, le basalte ancien des plateaux, et sur cette roche, les lits horizontaux de lapilli et de cendres. Il se peut que ces monticules aient été de vrais volcans en voie de formation; mais ils paraissent, plûtôt, être de simples accumulations de produits volcaniques, car nous ne trouvons pas, en eux la structure caractéristique des cônes d'éruption. Les bandes horizontales des monticules peuvent, facilement, être observées dans leurs éboulements, qui affectent la forme d'entonnoirs et ressemblent beaucoup à ceux des "Volcancitos" d'"Enmedio" et "del Sur," auxquels ils sont intimément liés.

A peine le sable volcanique est il emporté de quelque endroit immédiatement voisin des cônes que, déjà, le basalte ancien des plateaux apparaît, dans sa position primitive, sans avoir éprouvé, par suite des éruptions,

le moindre déplacement. C'est pour cela que nous croyons que les cônes se sont formés autour de petits tubes, ou cheminées, et non sur une fracture continue.

Tous les cônes du Jorullo sont, presque identiquement, formés des mêmes matériaux fragmentaires: Lapilli, fragments de basalte compacte et cendre. Dans les "Volcancitos" "del Norte" et "del Sur," et dans le "Volcancito" intermédiaire, quand les éruptions touchaient à leur fin, mais avant la pluie de cendres, il y eut une projection abondante de bombes, de toutes grandeurs.

LE CONE DU JORULLO.

Il s'élève du malpays, du côté de l'Ouest, et du plateau de La Higuera, du côté oriental, avec sa forme conique régulière, et ses pentes qui oscillent entre 28° et 35°,[1] la plus forte correspondant à ses flancs méridional et occidental, par lesquels l'ascension est le plus difficile, tant à cause de cette inclinaison qu'à cause de la dureté des couches de sable qui revêtent sa surface.

Comme tous les cônes volcaniques faits de matériaux fragmentaires, le Jorullo a de nombreux sillons, rayonnants, étroits,—surtout, dans sa moitié méridionale,—et qui ressortent, comme des raies noires, en temps de pluie, sur le fond vert de végétation qui recouvre en grande partie le cône, ou comme des côtes, à peine marquées et vues de loin, en hiver. La végétation herbacée, les arbustes touffus et aussi des arbres puissants lui donnent un caractère d'ancienneté tel qu'il pourrait bien dissi-

---

1 Dana rapporte (Manual of Geology 4th. édition. 1895. p. 27), que N. S. Manrose à mesuré le talus du cone du Jorullo et a trouvé qu'il a 27°, d'un côté. et 35°. de l'autre. Ces chiffres diffèrent peu des nôtres.

muler son jeune âge, sans une coulée de lave noire, nue et fraîche, qui, échappée du bord septentrional du cratére, a baigné jusqu'au pied, tout ce flanc, et s'est même répandue sur une partie du malpays, qui lui sert de support, et dont il a suivi tous les contours et sinuosités. Aussi, la forme conique ne se dessine-t-elle pas clairement, du côté Nord, parce que cet épanchement de lave fait saillie, comme un appendice, ou comme une masse bombée, d'aspect ruguex et sombre (Pl. III), superposée au cône. (Voir aussi le plan et le dessin). Pour de la lave émise à la fin de la période aigüe des éruptions du Jorullo, on peut dire que son volume est considérable. En s'écoulant par le talus Nord du cône jusqu'à sa base, elle a, naturellement, rencontré le pied du "Volcancito del Norte," et s'est bifurquée en deux branches: l'une, occidentale, sur le malpays formé par les éruptions antérieures, et l'autre orientale, qui semble avoir formé des chutes en cascades. Cette masse noire, à surface bombée, rugueuse, avec ses ondes et ses gerçures resultant d'un écoulement rapide, vue du "Volcancito del Norte,— c'est à dire d'une distance assez faible pour n'en perdre aucun détail,—a un aspect original et fantastique.

Les petits bassins fermés de l'ancien plateau basaltique, connus sous le nom de Las Albercas, sont barrés, en partie, par des masses verticales de cette curieuse lave.

La hauteur du cône audessus de ses fondations de laves,—les unes anciennes et les autres modernes,—est très variable. Il est grand et svelte, du côté Ouest, où il s'élève brusquement jusqu'à 400 m. au dessus du malpays; à l'Est, au contraire, c'est à dire du côté par lequel se fait, d'ordinaire, l'ascension il n'a plus que 175 m. et même moins de 150 (Pl. IV), si on le mesure à partir d'une arête aigüe, couverte de sable, qui s'étend du vol-

can au Cerro del Bonete, dont le pied ferme La Alberca Chica, dans laquelle prend naissance l'Arroyo Puerco. Comme nous l'avons déjà dit, dans nos ascensions au cratère, nous avons toujours suivi ce chemin, parceque c'est, d'une part, le plus court, et, d'autre part, le moins fatigant à cause de sa plus faible pente. Nous avons aussi passé par le chemin qu'a pris Humboldt, sur le flanc occidental, le long de la coulée de lave,—mais, seulement, pour descendre,—la montée en étant excessivement fatigante.

Le grand cône du Jorullo est construit, en totalité, de matériaux fragmentaires, ainsi qu'il a été vu plus haut, et, principalement, de débris de "Tezontle" (lapilli) noirs et rouges, de morceaux de roches basaltiques, plus ou moins vìtreuses, et, parfois, vitrifiées, à la surface. Ces fragments, dont les dimensions ne dépassent, généralement, pas celles d'un œuf, forment un aglomérat peu compacte, et, quelquefois, absolument sans consistance, parcequ'ils ne sont reliés par aucun ciment, ou que, quand il en existe un, il se compose seulement de particules fines de sable et de cendres. Cet aglomérat est, généralement, assez dur, quand, par suite de la haute température de l'éruption, les éléments ont pu se souder entre eux, comme on le remarque dans les arètes émoussées. Les aglomérats et les brèches ainsi constitués s'étendent en bancs mal formés sur le flanc du cône. A leur surface, ces strates imparfaites sont protégées par une couche mince de cendres durcies et de tuf noir, ondulé, strié, et gercé par les eaux pluviales. Il résulte de cette observation que les éruptions se terminèrent par une pluie de cendres, et que, la couche qu'elles ont formée ne recouvrant pas le dernier écoulement de lave du cratère, cette coulée marque réellement la fin de la catastrophe,

ainsi que nous essayerons de nous en rendre compte aussi, d'autre part.

LE CRATÈRE.

On sait que le cône du Jorullo possède un cratère, dont le bord est accessible de tous côtés, mais dont il est difficile de suivre le pourtour, plûtôt à cause de son peu de largeur que des inégalités de ses bords. Deux éminences, pourtant, attirent immédiatement l'attention: L'une, au N.W., qui est la plus haute, et est allongée en forme de crête (Pl. V) ; l'autre, au N.E. en forme de pic. (Pl. VI), Comme il est d'usage de donner un nom aux points les plus élevés de nos grands volcans, nous avons baptisé la première "Pico de Riaño," en souvenir du vaillant Intendant de Valladolid. Sur chacune de ces deux cimes, Humboldt et tous les autres observateurs ont placé leurs instruments; mais nous devons reconnaître que, en ce qui concerne les altitudes, leurs chiffres ne sont pas toujours d'accord. Pour les comparer, et aussi dans l'intérêt des études subséquentes, il serait utile de donner au pic N.E. une désignation spéciale, et nous proposons que, à l'avenir, il soit connu sous le nom de "Pico de Humboldt."

Tandisque ce savant assigne au bord le plus élevé du cratère une altitude de 1,301 m., Burkart ne lui attribue que 1,224 m. et trouve 1,214 m. pour le Pico N.E.

Pour expliquer ces divergences, Félix et Lenk ont émis l'hypothèse d'un abaissement du sommet le plus élevé du Jorullo, en donnant, à l'appui, les fréquents éboulements qui se produisent dans le cratère. Suivant le témoignage des habitants des fermes voisines, on en a, certainement, plus d'une fois, entendu le bruit, accompagné de nuages de poussière s'échappant de l'entonnoir.

La hauteur absolue des bords de ce dernier peut donc bien avoir diminué, pour cette raison. Mais, en tous cas, nous n'en voyons pas la confirmation dans les observations mêmes de Félix et Lenk; en effet, tandisque Humboldt donne au cratère une profondeur de 96 m., ces messieurs, en 1888, trouvent 132 m., c'est à dire une profondeur plus grande; or les mêmes éboulements qui en ont abaissé le sommet auraient aussi forcément dû en élever le fond.

Les hauteurs absolues trouvées par ces derniers observateurs ne sont pas éloignées de celles de Burkart, (1,232 m., pour le Pico de Humboldt, et 1,222 m., pour le Pico de Riaño), tandis que nos mesures se rapprochent davantage de celles de Humboldt. Nos mesures hypsométriques, prises, à l'occasion du levé topographique fait par MM. les Ingénieurs A. Anguiano et A. Villafaña, ont établi que la petite crête du N.W. est la plus élevée et a une altitude de 1,320 m., tandisque le Pico de Humboldt n'atteint que 1,310 m. La mesure que donne Humboldt de la profondeur du cratère semble faible. Nous avons trouvé entre le pic le plus élevé du bord du cratère et le fond, une différence de niveau de 149 m., soit, pour le fond, une altitude absolue de 1,171 m.

Le Pico de Riaño présentant une compacité relativement grande, on ne peut supposer qu'il ait pu subir une diminution sensible de hauteur: il n'en est pas de même du Pico de Humboldt, qui est destiné, sans doûte, à disparaître, peu à peu, tant parcequ'il s'élève isolé du bord que parcequ'il est miné, par sa base, composée d'aglomérats sans consistance, comme toute la masse du pic.

La forme générale du contour du cratère est un ovoïde, dont le grand axe, orienté, exactement du N. au S.,

mesure 520 m., et l'axe transversal E.W. 385 m. seulement. La forme allongée du cratère, exagérée beaucoup encore par l'œil, provient de l'élargissement produit, dans les parois, par la brèche de 150 m. de large qu'a ouverte, vers le N., le dernier écoulement de lave, lequel, en sortant de ce cratère, a occasionné aussi une coupure d'environ 60 m. Il n'y a pas de doûte que la cavité ait eu, au début, une forme à peu près circulaire celle d'un entonnoir parfait, forme qui a été assez bien conservée, jusqu'à ce jour, par les parois méridionales, au pied desquelles se trouve le point le plus profond.

La sortie de la lave par le cratère (Pl. X), dernier épisode de la vie éphémère de ce volcan, a laissé des traces très évidentes dans tout son intérieur. Tandisque, sur le talus externe, on ne trouve guère que les aglomérats, grossièrement stratifiés,—preuve que le cône a été formé par l'accumulation de matériaux projetés,—dans l'intérieur, on voit, un véritable entonnoir, fait de lave dure et de gros croûtes de lave, dont les rebords saillants semblent marquer les va et vient de la matière en fusion, qui a rempli la cavité jusqu'à ses bords. Les différents niveaux sont, aujourd'hui encore, mieux marqués par une série de fissures larges et échelonnées, qui font le tour du cratère et donnent l'impression d'entonnoirs emboîtés les un dans les autres, ou de coquilles concentriques, d'épaisseur varié, (de 2 à 10 m.). Ces fissures, initiées, pendant la contraction de la lave, par suite du refroidissement, se sont agrandies, plus tard, par affaissement; quelques masses de lave, détachées suivant ces fractures, se sont effondrées, laissant des parois inclinées, atteignant jusqu'à 20 m. de hauteur. Sur ces surfaces lisses, la roche fraîche est d'un gris rougeâtre clair, tandis que la lave librement refroidie, à la surface,

est d'un gris tirant sur le chocolat, rugueuse comme un chou-fleur et d'aspect sombre. Le contraste entre la lave noire, les parois inclinées et les éboulements du cratère donne á la vue du cratère un aspect sévère, et produit une impression de ruine et de désolation. Les fissures dans les croûtes de lave commencent, parfois, tout près des bords qui sont, par suite, très aigus. Les éboulements et les affaissements en bloc ont formé des rampes dans les parois Est et Sud, laissant ainsi voir, dans les bords mêmes du cratère les aglomérats qui constituent tout le cône; et nous ne pouvons nous expliquer comment cette structure sans consistance a pu supporter, sans se rompre en plusieurs places à la fois, et même sans se fendre, l'énorme poids de lave, qui, comme nous l'avons vu, l'a rempli jusqu'aux bords. Il vint, pourtant, un moment où la paroi la plus faible,—celle du Nord,—fut obligée de céder, et fut entraînée avec violence par la lave, qui se précipita sur la pente. Les morceaux des parois du cratère se voient encore sur les côtés de la brèche.

D'après la forme des masses de lave jetées par le cratère il paraît que cette lave a passé par de brusques changements de niveau et que la sortie du líquide visquex s'effectuait par pulsations. Deux retraits sont clairement marqués, au dessous du niveau d'écoulement. Le dernier bouillonnement de lave, forcé de s'épancher, par la brèche, sur une pente déjà moins forte, descendit avec lenteur; sa surface se refroidit rapidement, se solidifia et devint immobile; mais, dans l'intérieur, la masse continua de couler, même après que le reste de la matière fondue se fut définitivement retiré dans les profondeurs du cratère. Il en résulta un vide, un tunnel, long et courbe comme le courant lui même; au bout d'un certain temps, ses parois se fissurèrent, sa voûte se contracta,

puis s'effondra, et du tunnel d'autrefois il ne resta plus, comme témoin, qu'un canal rempli de décombres, de 70 ou 100 m. de large, que nous appelons, "la rue des ruines," bordé de parois de 5 à 10 m. de haut, unies à cause du plissement de dalles de lave. La rue a une longuer de 1,500 m. environ. La lave qui s'est écoulée par ce tunnel apparaît, à l'extrémité, comme un rebord élevé (voir la carte).

Les dernières pulsations de la lave, dans l'intérieur du cratère, sont aussi marquées par des escaliers (las terrazas). Ces échelons, actuellement couverts de décombres, sur le chemin de la coulée, servent, aujourd'hui, à descendre au fond du cratère, et, sans cette circonstance heureuse, ce fond, réduit à un trou étroit, dominé par de grands rochers, serait complètement inaccessible.

LES FUMEROLLES.

Sur les marches de lave du cratère, non loin du fond, et sur le trajet de la dernière coulée,—près de sa sortie,—on trouve encore quelques trous qui rejettent, constamment, de la vapeur d'eau, et de l'air chaud. Dans les matinées fraîches, on peut observer, à distance, la sortie des vapeurs, en petites colonnes blanches. La situation des principales fumerolles est indiquée sur notre carte. Le plus grand nombre de ces trous qui n'exhalent plus, aujourd'hui, que de la vapeur d'eau, ont une temperature de 75°, et, en particulier, celles qui sont situées dans l'intérieur du cratère. Nous avons été très surpris de trouver des fumerolles d'une température supérieure à 100°, une, surtout, située hors du cratère, sur la dernière coulée, de lave émise par ce même cratère, à l'entrée de la "rue des Ruines." Le thermomètre, plongé

dans l'intérieur, à plus d'un mètre, monta jusqu'à 165°, bien que l'émission de vapeur fût peu considérable. Et pourtant, quand l'air ambiant est à une température modérée, et très chargé d'humidité, la colonne de vapeur condensée, qui s'élève de cet orifice, est si grande, qu'on peut clairement la voir, à 10 kil. de distance.

Humboldt a signalé ce fait que, quand il essaya de descendre au fond du cratère, envahi par des vapeurs sulfureuses chaudes, il rencontra un trou, qui exhalait de l'air à 98° environ, c'est à dire à une température un peu plus élevée que celle (93°—95°), qu'il nota dans les cavités des hornitos qui rejetaient de la vapeur d'eau. La sortie de la vapeur des fumerolles s'effectue par les interstices qui existent entre les pierres amoncelées, et le point d'où elles émanent se reconnaît à la couleur blanche et jaunâtre que prennent les roches, réduites, à leur surface, en matière argileuse, par la décomposition, dûe aux vapeurs et à la température.

LES VOLCANCITOS.

Fort peu de chose a été dit sur la nature et les dimensions des petites éminences coniques situées au N. et au S. du cône du Jorullo, et formées aussi pendant l'éruption du siècle avant dernier. Dans les descriptions qui ont été faites de ce phénomène, il est seulement rapporté que, dans le Jorullo, s'ouvrirent plusieurs bouches, qui jetèrent du feu et de la flamme.

Les "Volcancitos,"—ou petits volcans,—comme on les désigne généralement dans le pays, sont au nombre de trois: un au Nord, et deux au Sud du gran cône; de sorte que le Jorullo se compose réellement de quatre bouches d'éruption, autour desquelles se sont formés les cônes

avec les matières projetées par de véritables explosions. Par les dites bouches sortit, d'abord, évidemment, la lave, puisque leurs cônes reposent, du côté occidental, sur un malpays commun, mais dans lequel on reconnait encore, plus ou moins clairement, les masses de lave qui se sont écoulées par chacun de ces orifices. La capacité des diverses cheminées d'éruption peut se mesurer par la dimension des cônes qu'elles ont edifiés autour d'elles et par le volume des matières qu'elles ont vomies. Comme le grand volcan est, à ce double point de vue, bien supérieur aux trois autres, il en résulte que ces derniers ne sont que des appareils secondaires, alimentés par de simples conduits,—peut être très superficiels,—qui se sont branchés sur un tronc commun puissant. Toutes les bouches ont projeté, simultanément, de la lave, et tous les cônes se sont formés presque en même temps, ou successivement, mais à de très courts intervalles.

Par leur forme, leur constitution et leur grandeur, nos "Volcancitos" sont comparables au Monte Nuovo des champs Phlegréens, en Italie, et il est certain qu'ils se sont édifiés avec une rapidité également comparable. Les "Volcancitos" des deux extrémités ont, au dessus de la base qui, du côté Est, leur est commune à tous,—le plateau de la Higuera,—des altitudes sensiblement égales: 115 m., pour celui du Nord, et 120 m. pour celui du Sud. En outre, ils se ressemblent beaucoup; la base de l'un est, seulement, un peu plus petite que celle de l'autre, ce qui donne au premier une apparence plus svelte, (voir les Pl. VII et VIII). Quant au "Volcancito" du milieu, il est un peu moins élevé que son voisin, le "Volcancito" du Sud, puisque sa hauteur n'est que de 55 m. Les altitudes absolues des 3 cônes sont les suivantes:

Volcancito del Norte		1190 m.
„	„ Sur	1095 „
„	d'Enmedio	1040 „

De même que le cône principal, les Volcancitos sont formés, comme nous l'avons déjà dit, d'un aglomérat de fragments de lapilli. Ces fragments varient, de la grosseur d'une noix à celle du poing, et du noir au rouge. Ils contiennent aussi des fragments de roche compacte, basaltique, et le tout est mélé de sable. L'aglomérat passe, généralement, peu à peu, à la brèche compacte.

La position quaquaversale des couches imparfaites peut s'observer en plusieurs endroits, en particulier, dans les parois des éboulis, en partie, dissimulés par la vigoureuse végétation qui se développe dans l'intérieur des cratères. Leurs trois bouches ont la forme de fers à cheval, et sont ouvertes d'une manière particulière, dans leur moitié occidentale.

Mais ce qui caractérise, surtout, les Volcancitos, c'est la profusion de bombes volcaniques, de toutes dimensions, réparties dans la masse de leurs aglomérats, et qui ne semblent pas exister, en aussi grande abondance, dans les matériaux qui constituent le cône principal. Les bombes furent lancées, en plus grande quantité, vers la fin des éruptions, puisque c'est à la surface des talus extérieurs qu'on les rencontre, de préférence, sous forme de boules grossières, noires, (Pl. IX) dont beaucoup on roulé jusqu'à la base des cônes. Sur le Volcancito du Sud, les divisions qui séparent les propriétés,—et qui passent par le milieu du cône,—sont faites, presque entièrement, de bombes volcaniques. La grandeur la plus commune de ces masses, arrondies et tordues, est celles d'une tête humaine; mais il y en a

dont le volume dépasse un mètre cube. La lave basaltique, dont elles sont formées, est très vitreuse, avec un léger lustre résineux; la fracture est fraîche et semiconchoïdale. Parfois, elles ont un noyau spongieux; parfois, aussi, c'est la périphérie qui est pleine de soufflures. A l'extérieur, leur aspect rappelle celui des bombes de beaucoup de volcans, avec des torsions, des ondulations, des cavités, des protubérances, etc. Leur forme générale est sphérique, ellipsoïdale ou fusiforme. Une, ou plusieurs couches concentriques, semblables à des croûtes, peuvent se détacher, (bread crust); mais il n'est pas rare que des excroissances de lave fondue les soudent, formant comme les mailles d'un filet, à dessin capricieux. La roche qui constitue les bombes est, généralement, dans un état particulier de tension, qui fait qu'elle éclate, sous l'action d'un choc peu violent. On peut en conclure que, très probablement, un grand nombre des fragments de roche compacte et vitreuse, qui entrent dans la composition des aglomérats des Volcancitos et du grand cône, ne sont, que des morceaux de bombes, qui ont éclaté en tombant.

La pente des Volcancitos est aussi raide que celle du Jorullo (elle va jusqu'à 35°), et ces talus ont dû être recouverts de sables, qui ont été, depuis lors, en grande partie, entrainés par les eaux, ce qui a été facilité par la mobilité des bombes; et, pour la même raison, la végétation n'a pas pu se développer, sur ces côtes, avec sa vigueur normale. Les sables se sont accumulés au pied des cônes, et forment une épaisse couverture, sur leur base orientale. Les mêmes sables s'élèvent aussi en monticules, au pied du Volcancito du Nord, d'où ils ont été entrainés, plus tard et ont rempli Las Albercas, et le ravin du Río Puerco, qui est bordé par des bancs élevés

de sables noirs. Seuls, les tufs fins,—poussière volcanique cimentée par les eaux,—forment les couches relativement dures, sur les bords des petits cratères, et se rencontrent en couches continues, en certaines parties de leurs talus. Des couches semblables, de sables et de cendres, recouvrent tout le malpays formant, à la base des cônes des couches minces, nombreuses, dont la puissance totale est, d'abord, grande, mais diminue, à mesure qu'on s'en éloigne, pour ne plus former, là où se sont éteintes les coulées, que des lits peu épais.

Nous avons déjà dit qu'une partie des parois des cratères des Volcancitos a disparu, laissant les entonnoirs ouverts,—tous dans la même direction. Cette particularité produit, à première vue, une impression erronée, bien qu'elle fait attribuer à une cause commune et étrangère une démolition, qu'on pourraît croire être dûe à une inclinaison, plus ou moins grande, du conduit d'éruption; on peut citer bien d'autres cas, où cette cause a produit des effets analogues. En face des ouvertures des cratères, se voient plusieurs monticules, ou chaînes de monticules, arrondis par les manteaux de cendres ou de tuf qui les recouvrent, mais leur masse est invariablement composée d'aglomérats; ce ne sont donc que les débris des parois des cratères et des cônes, qui ont été disseminés dans le malpays. La destruction partielle des cônes n'a donc pas d'autre cause que le mouvement de la matière en fusion. En effet, ces cônes, peu élevés et d'un volume relativement faible, reposaient sur la lave, alors incomplètement solidifiée; et celle-ci, dans son mouvement lent de descente, entraîna, avec elle, la partie de ces édifices, qui avait pour base cet instable piedestal, et leurs pans détachés, perdirent l'équilibre et se réduisirent en morceaux. Quand les cônes se divi-

sèrent en deux, il se produisit, d'abord, forcément, des fissures; on en voit encore, dans les talus des restes des cônes qui sont restés debout, et sur le bord même des éboulis. Ces fissures s'observent aisément dans le Volcancito du Sud, là, elles n'ont pu être entièrement bouchées par les décombres, et ont encore plus de 2 m. de large.

Les surfaces qui résultent de la rupture des cônes se sont arrondies et on formé un talus, pour atteindre un équilibre stable. En même temps, une couverture de tuf,—qui s'étend, presque sans interuption, de ceux des bords des cratères qui' n'ont pas été détruits et dans une position quaquaversale,—dissimule considérablement les effets de cet effondrement; ce qui prouve bien que les cônes se sont rompus, puis écroulées avant la chute d'une forte pluie de cendres mélées d'eau. Cette pluie de cendres qui recouvrit aussi toute la surface du malpays, d'une manière que nous indiquerons plus loin, est, en fait, la dernière étape des éruptions combinées des différentes bouches du Jorullo.

Mais, si les laves qui ont frayé leur chemin par les quatre ouvertures se sont écoulées en même temps et se sont confondues, au point de constituer un seul malpays, la formation des cônes fut, comme nous l'avons dit, successive, mais se produisit à de très courts intervales. Des trois Volcancitos, celui du milieu est le plus ancien; il est antérieur, tout au moins, au Volcancito du Sud, puisque ce dernier, en se formant, a déplacé une partie du talus du premier. Sur notre dessin, et sur le plan, on voit clairement des deux cratères, en partie emboutis l'un dans l'autre. Du Volcancito du milieu, il ne reste plus qu'une portion inférieure à la moitié de son volume primitif, parce que, à l'arrachement dû au mouvement

de la lave, vint s'ajouter la destruction causée par son voisin du midi.

Avant d'en finir avec cette description sommaire des Volcancitos, nous dirons que, entre leur bases orientale et occidentale, il y a une différence de niveau considérable (55 m.), qui indique, comme pour le cône principal, que tous ces edifices se sont élevés sur le bord même d'un plateau supporté par des bords taillés à pic et assez hauts pour empécher la lave de s'écouler vers l'Est. Une partie de la paroi verticale basaltique se voit sur la base du cordon de monticules couverts d'aglomérats et de cendres qui s'étendent entre le cône du Jorullo et le Volcancito du milieu. Ces éminences ont été prises par tous les explorateurs pour des Volcancitos, au même titre que ceux que nous venons de décrire rapidement.

LE MALPAYS.

La hauteur et le volume des cônes du Jorullo paraissent insignifiants, quand on les compare aux puissantes coulées de laves que les cheminées ont vomies, en 1759 C'est pour cette raison que, suivant nous, le phénomène le plus important des éruptions de ce volcan est la production d'une aussi énorme masse de matières fondues. La coulée principale, dont l'épanchement fut, après l'ouverture du conduit, ou des conduits souterrains, le véritable début de l'éruption, a recouvert une surface de 8½ km. carrés, environ. Le terrain dévasté par ce torrent à marche précipitée, était occupé, dit-on, par d'importantes plantations de canne à sucre, dépendant de l'Hacienda de Jorullo, dont les constructions furent ensevelies sous la lave. Il y a des gens qui assurent avoir vu des ruines de ces maisons et des restes de canaux d'arrosage, au

milieu du malpays, et cette légende, acceptée par quelques voyageurs européens a trouvé asyle dans des traîtés d'enseignement. Fouqué[1] répéte que les maisons furent cernées par la lave mais non envahies. Nous pouvons affirmer que cette assertion n'est pas exacte, parceque là où, d'après la tradition, étaient les constructions de l'Hacienda, la lave doit avoir, pour le moins une centaine de mètres d'épaisseur. Sous la presion de cette masse colossale de matière ignée, aucun édifice n'est à même de résister. Humboldt rapporte aussi que, sur le terrain recouvert, aujourd'hui, par le malpays, il y avait des goayaviers, célèbres, dans tous les environs, "par la douceur de leurs fruits." Et, actuellement, encore, les arbres qui croissent, en grand nombre, sur le plateau de La Higuera, au pied des cônes et du côté oriental, donnent des fruits d'une douceur exceptionnelle; beaucoup de ces arbres sont assez grands et paraissent assez âgés pour avoir pu être témoins de l'éruption. Ces goayaviers croissent jusqu'au bord du malpays, mais, jamais, dans le tuf qui recouvre les laves. Là vivent d'autres essences, connues dans le pays, sous les noms de: Copal, Tepehuaje, Higuera, Tepamo, Cicuillo, et autres, appartenant, toutes, à la zone tropicale. Comme il a été dit précédemment, les laves s'écoulèrent, suivant la pente que présentait le terrain, des bords du plateau de la Higuera vers l'Ouest; mais il est probable, également, que, avec l'inclinaison générale susmentionnée, il y avait aussi des gradins, sortes d'escaliers, de peu de hauteur correspondant à diverses coulées d'anciennes laves, dont le prolongement vers le Sud peut se voir sur les flancs du Cerro de la Pilas, et du Cerro de la Peña

---

1 F. Fouqué. Le Santorin et ses éruptions. Paris. 1879. p. 419. A. de Lapparent. Traité de Géologie. 4e. éd. p. 460. 1900.

Blanca, qui s'élèvent entre les haciendas d'El Agua Blanca et de S. Pedro Jorullo. Sur ce terrain, formé de plans inclinés bas et échelonnés, plusieurs ruisseaux s'étaient creusé un lit,—celui de Cuitimba, par exemple,—et leurs eaux étaient, sans doûte, employées à l'irrigation de la canne à sucre. Ces ruisseaux, convergeant vers la partie la plus basse du cañon avaient, alors, comme ont, aujourd'hui encore les eaux qui arrosent ce bassin, une issue unique et étroite, puisque la vallée a toujours été barrée, au Sud, par les Cerros de las Pilas et les collines basaltiques anciennes d'El Agua Blanca. Pour que l'on puisse se rendre bien compte de la pente moyenne du sol, il nous suffira de dire que, entre le lit de l'Arroyo de la Playa, à l'extrémité la plus lointaine du malpays et le bord du plateau de La Higuera, au pied des volcans, il y a une différence de niveau de 240 m. mais, si nous tenons compte, d'une part, de ce fait que la lave a une épaisseur considérable dans le voisinage des cônes, et, d'autre part de l'existence d'un certain nombre de marches, l'inclinaison moyenne que présentait, autrefois, le terrain était bien inférieure à celle qui résulte des données ci-dessus. Néanmoins, la lave a dû s'avancer, comme un torrent impétueux, ainsi que le prouve sa structure superficielle. Le malpays, lui aussi, présente une surface en escaliers; mais cela est dû principalement à la superposition des divers épanchements de lave, qui recouvraient, chaque fois, des surfaces moins étendues autour des bouches d'émission.

D'autre part, si la lave, comme tout semble l'indiquer, a réellement jailli du pied des flancs abrupts du plateau de la Higuera, il faut décompter encore un peu plus que la différence de hauteur qui existe entre les bases orientale et occidentale des cônes; cette différence, pour les

Volcancitos du Nord et du Sud, étant d'environ 55 m., cela réduit, probablement, la pente moyenne sur laquelle la lave s'est écoulée à moins de 4%. Cette différence de niveau entre les côtés opposés des Volcancitos et entre les côtés opposés du grand volcan,—différence qui, dans ce dernier cas, est plus grande encore, puisqu'elle atteint 90 m., environ,—indique clairement que la lave a pris naissance au pied même d'une des parois verticales du plateau ; et de là est résulté ce fait, surprenant, à première vue, que le malpays n'existe pas à la base orientale des cônes, côté duquel leur apparence, des plus modestes, contraste notablement avec l'aspect, plus sévère et plus imposant, qu'ils présentent, vus de l'Ouest.

Sur notre carte, sont indiquées les différentes coulées qui forment le malpays du Jorulllo et qui sont le produit d'émissions distinctes, séparées, sans aucun doûte, par de très-courts intervalles. L'observation du terrain semble établir que, dans la formation du malpays le plus étendu et le plus ancien, ont participé des laves qui sortaient, simultanément, des quatre bouches et qui, dans leur course, se sont fondues au point de ne plus constituer qu'un seul gâteau, dont la plus grande masse a été fournie, comme on pouvait le prévoir, par la bouche principale.

Au milieu du labyrinthe de protubérances et d'inégalités du malpays on peut distinguer deux courants importants, d'extensions différentes, dont le premier,—le plus grand,—marqua, définitivement, la surface totale que devait recouvrir la lave, son contour irrégulier ayant été subordonné à la pente du terrain, ainsi qu'aux sinousités des hauteurs limitrophes. La seconde coulée,—la nouvelle fournée, qui a dû suivre, de près, la précédente,—recouvrit un peu plus de la moitié de celle-ci,

et ses limites se reconnaissent facilement, parcequ'elle a formé, sur ses bords, une sorte de mur, de 40 où 50 m. de haut, qui représente l'épaisseur moyenne de la nappe. L'extrémité de la première coulée présente aussi de fortes chutes, atteignant également une quarantaine de mètres, mais là seulement où il y eut des obstacles qui s'opposèrent brusquement à sa marche; partout, au contraire, où elle s'arrêta spontanément, son épaisseur est de quelques mètres seulement,—près de La Playa, par exemple, où Humboldt lui attribue seulement 12 pieds.

A la vue du soudain épanchement de ces masses énormes de roches fondues, qui s'élevaient, d'abord, des conduits souterrains, comme des boursouflures sans cesse croissantes, au milieu d'épais nuages de vapeur, les témoins effrayés, qui contemplaîent, des hauteurs dominantes, ce phénomène, ont cru que la surface su sol "se soulevait en ampoules," ou qu'elle s'élevait perpendiculairement, comme le rapportent les chroniques. Les personnes présentes á l'éruption du Ceboruco,[1] en 1870, assurent que, de toutes parts dans le lit de l'Arroyo de los Cuates, déjà envahi par un courant puissant de lave, jaillirent encore de nouvelles masses, qui en augmentèrent le volume. Mais il est certain que, là, comme au Jorullo, il se forma, rapidement, une croûte dure, à la surface de la lave, par suite de son refroidissement; et les masses fondues, qui, par suite de l'arrivée continuelle de nouveaux apports, augmentaient de volume, sous cette couverture, la rompirent, la remplirent de fissures, projetèrent des jets de matières, qui la hérissèrent, d'une manière fantastique, la fendirent brusquement en blocs, qui lui donnent l'aspect d'un amoncellement de pierres

1 Voir les articles relatifs dans "Fenómenos Geológicos del Estado de Jalisco." Guadalajara, 1875.

énormes, sans forme définie, et, enfin, produisirent, ce phénomène, purement apparent, d'enflure, si visible dans le dôme, que la récente éruption du Pelé a rendu facile à observer de loin.

Quand la provision de lave, qui a formé le malpays dont nous venons de parler, fut épuisée, les volcans entrèrent dans une période d'éruptions explosives, qui donnèrent naissance aux quatre cônes, et, avec cette nouvelle étape, prend fin la phase d'énergie la plus intense. Les cheminées des volcancitos s'obtruent; seule, reste ouverte, celle du cône principal, qui se remplit, de nouveau, de lave, jusqu'au bord du cratère; celui-ci se rompt, comme nous l'avons vu, pour laisser passer une coulée, ou, plutôt, deux coulées, de peu de longueur, et qui devaient être très visqueuses, puisqu'une grande partie de leur masse est restée accumulée sur le flanc même du cône, comme l'indique notre carte.

Seuls, les deux courants sortis du cratère du Jorullo présentent, à leur surface, l'aspect caractéristique du malpays, c'est à dire une roche entièrement nue, d'aspect encore frais et d'un noir grisâtre. A la surface, sont marquées de grandes ondes d'écoulement. Leur apparence rappelle beaucoup celle de certaines coulées modernes du Vésuve.

La rugosité excessive de la lave a été décrite par l'inoubliable Humboldt, qui compare judicieusement sa surface scorifiée, granuleuse et légère à celle d'un chou-fleur. Elle produit, sous le pied, un son clair, et a, par places, l'aspect du coke. Cette structure est purement superficielle et n'atteint que quelques centimètres de profondeur; à l'intérieur, la roche devient compacte, d'un noir grisâtre, ou plombé, comme beaucoup de basaltes. La lave, à sa sortie, étant visqueuse, le brusque refroi-

dissement qu'elle a subi l'a scorifiée l'a fendue, l'a brisée, en tous sens, mais en formant, de préférence, de grosses dalles, à superficie intérieure lisse, et de couleur rougeâtre. Les crevasses ainsi formées sont le plus grand obstacle pour marcher dans le malpays; souvent, elles se recourbent comme le courant de la lave, comme celles qui se forment dans les glaciers. A ce crevassement, regulier, dans une certaine mesure, il faut ajouter cette rupture irrégulière de la lave, qui transforme toute sa masse en un amoncellement de pierres de grandes dimensions (Pl. XI), comme l'"aa" des volcans d'Hawaii, et comme les produits d'éruption de beaucoup d'autres volcans du Mexique.

Qeulques observateurs entr'autres Dutton, Hitchcock, etc., nous racontent avec quelle rapidité les laves des volcans d'Hawaii se fractionnent et prennent la forme d'"aa," même quand elles sont encore chaudes.[1] Il y a dix ans, nous voyons, dans les laves émises par le Ceboruco en 1870, se produire le même phénomène, mais avec moins d'intensité. Subitement, la roche éclatait et se brisait en morceaux, qui roulaient le long de la côte, en soulevant de la poussière. La chaleur, sur les surfaces nouvelles, était assez forte pour qu'on ne pût les toucher avec les doigts.Dans la partie la plus épaisse, la plus massive, de ces laves, nous avons vu, 25 ans après leur éruption, les pierres "sauter," c'est à dire s'élever en éclatant, et laisser de ces saillies, semblables, à de petits pics, dont est hérissé le malpays, ou "ceboruco," comme on l'appelle là bas. Au Jorullo, on voit assez fréquemment aussi de ces curieux monolithes, dont un grand nombre ont "sauté," avant la complète solidification de

1 Voir aussi Dana. Characteristics of Volcanoes. 1891.

la lave, à en juger par l'écoulement de matière fondue, en divers points de leur surface.

Tout le monde sait que les laves du Jorullo n'étaient pas encore froides, 20 ans après leur émission : Humboldt dit, en effet, dans son Cosmos, que Fischer, dans une de ses visites, en 1790, pouvait allumer un cigare sur ces pierres ; et que, lui même, il trouva, à la bouche des hornitos une température peu différente de celle de l'eau bouillante. Mais, à l'époque de la visite de Burkart, les hornitos étaient presque entièrement refroidis, sauf de rares exceptions.

Toute la surface du malpays du Jorullo présenterait l'aspect exceptionnellement rugueux qui caractérise les deux coulées émises par le cratère, si elle n'était recouverte d'un manteau de cendres et de sables noirs. Ces matières sont aussi les éléments constituants des milliers de petits cônes, de 1 à 7 m. de hauteur, qui constituent, en réalité, les grandes inégalités du malpays,—à l'unique exception de ses bords, où apparaît la lave rugueuse et mouvementée, en crêtes nues, qui percent la couverture de cendres et de sables, déjà mince, dans cette région.

Etant donnée l'importance de la couche de matériaux fragmentaires, on doit supposer que les pluies de cendres et de sables jouèrent un rôle considérable, à différentes époques, pendant l'éruption du Jorullo, telle qu'elle est consignée dans les chroniques, ou, pour mieux dire, pendant les diverses éruptions, qui furent toujours accompagnées de pluies torrentielles, car on ne peut méconnaître l'intervention de l'eau dans les dépôts. Cela ne veut pas dire que le volcan vomissait de la boue ; c'est dans l'atmosphère que se faisait le mélange du sable et de l'eau, qui courait, ensuite, comme un torrent, sur toute

la surface du malpays. On admet, comme un fait bien établi, que les cendres du Jorullo arrivèrent jusqu'à la ville de Querétaro,[1] distance de 220 km. du cratère, et que les chemins d'Ario, de Santo Clara, d'Urapa, de Tacámbaro, et de plusieurs autres localités en sont couverts.

Félix et Lenk sont d'avis qu'il y eut de véritables éruptions de boue, parcequ'ils ne peuvent s'expliquer les ondulations et les mouvements des couches de cette boue qu'en admettant qu'elle coulait comme une pâte visqueuse. S'il y eut, en effet, des torrents, les sables ne se sont, pourtant, pas toujours sédimentés en mouvement; souvent aussi, ils se sont déposés, en tombant, se sont collés, sous l'action de l'eau des pluies, puis accumulés contre des obstacles, tels que des pièrres saillantes, comme fait la neige, dans des mêmes circonstances, ainsi que le fait remarquer Poulet-Scrope. Les couches de cendres, sur les éminences coniques, sont épaisses, au pied, et minces, vers le sommet; mais, sur les côtés, ne sont pas marqués les différents niveaux qu'aurait atteints un véritable torrent, ou une inondation de boue. Ainsi, les traces de pluies de cendres sont plus manifestes que les indications correspondant à toute autre forme de dépôt.

La couverture de cendres et d'aglomérats de sable,—rarement de tuf ou de matières très-fines,—est fort épaisse dans le voisinage des cônes, où l'on rencontre, rarement de la lave dure sauf sur les bords des coulées ou dans les hornitos détruits par les racines des arbres. Dans les tranchées ouvertes pour les chemins et dans les lits des ruisseaux en voie de formation, cette cou-

1 Notice communiquée par M. de Bustamante à Clavijero (Storia antica del Messico). Dans d'autres manuscrits anciens on trouve la même indication que les cendres du Jorullo arrivèrent jusqu'à Querétaro.

verture atteint, parfois, plus de 5 m. d'épaisseur. Aussi les éminences coniques les plus élevées doivent-elles se rencontrer ici, et, en fait on les y trouve à profusion. A mesure que l'on avance dans le malpays, en s'éloignant des cônes d'aglomérats, c'est à dire des centres d'éruption, le manteau est de moins en moins épais; en même temps, les petits cônes diminuent aussi en nombre et en importance; et c'est sur le dernier escalier de lave, sur le chemin, et dans les environs des bords, que se trouvent les plus parfaits, qui sont, sans nul doûte, ceux que Humboldt décrit sous le nom d'hornitos, bien qu'ils en soient différents par leur nature et leur constitution. Nous avons déjà dit que nous n'avons pu trouver d'"hornitos" comme ceux décrits par Humboldt; nous n'en avons jamais rencontré que de grossières et imparfaites imitations.

LES HORNITOS.

Nous avons passé bien des heures à errer entre ces protubérances en forme de coupole et de cônes, qui caractérisent le malpays du Jorullo, étudiant la structure de ces étranges objets. Nous sommes surpris que Humboldt n'ait pas compris leur véritable nature, d'autant plus que, à lépoque de sa visite, ils devaient être mieux conservés, plus élevés et, peut-être aussi, d'une structure plus facile à voir. Qu'il nous soit permis, cette fois-ci, au moins d'exprimer, comme d'autres aussi l'ont fait, des doûtes sur la véracite de ce passage des œuvres de Humboldt, dans lequel, avec toute sincérité et un luxe de détails, il nous décrit les hornitos comme formés de nombreuses et minces couches concentriques de basalte, avec intercalation de matières argileuses, provenant de décomposition, et d'un noyau de roche dure et compacte,—le

tout exhalant des vapeurs aqueuses, de température élevée. Nous voulons bien admettre, avec Burkart, que, sous l'action des pluies, la matière argileuse ait disparu; mais, que sont devenus les fragments des couches pierreuses, et les noyaux ronds plus compactes? Quelles sont les causes, d'une activité inouïe, qui ont pu changer la forme et la nature des hornitos ou les détruire entièrement, sans laisser aucune trace de leur nature primitive? Burkart, lui-même, décrit une tout autre espèce d'hornitos; Schleiden les décrit déjà tels qu'ils sont, tels que nous les décrirons nous-même, et tels aussi que les ont considerés Lyell, Scrope, et bien d'autres. Malgré tout, Félix et Lenk croient trouver dans les hornitos du malpays du Jorullo les minces coquilles basaltiques dont ils pretendent expliquer la formation et aussi les causes de leur destruction. Il semble qu'en bien des cas on a pris l'exception pour la règle. Ce n'est pas le moment d'ouvrir une polémique sur ce point; nous nous bornerons á décrire les protubérances du malpays, qui doivent garder leur nom, bien choisi, d'"hornitos," sous lequel elles furent désignées, dès le début, par les habitants de la localité.

Invariablement recouverts de couches concentriques minces de sable et de cendres, ces cônes ont des bases tantôt circulaires, tantôt elliptiques; ils sont, parfois, isolés et, parfois, étroitement unis les uns aux autres, en groupes, qui rappellent des montagnes en miniature. Près du grand cône et des Volcancitos, les hornitos sont très-nombreux, et leur groupement plus fréquent; près des bords du champ de lave ils sont, au contraire, épars, de peu de hauteur et de forme conique plus parfaite. Des arbres de grande taille, appartenant à des espèces déjà mentionnées, ont plongé leurs racines dans ces petits promontoires, rompant les couches concentriques, dont les

fragments, concaves comme des coquilles, se voient disséminés tout autour. Ces couches sont noires; quelquefois, leur surface est teintée de blanc et de jaune, comme si elles avaient été longtemps exposées à l'action de vapeurs fortement chauffées. Chacune présente une grande homogénéite de grain et de texture; elles ont d'un demi-centimètre à 4 ou 5 centimètres d'épaisseur, et l'on peut dire que les grains qui les composent ne sont pas cimentés, ce qui les rend très-fragiles. Ces couches sont superposées, mais sans être bien adhérentes; il existe, entre elles, des vides, parfois assez grands pour qu'il se produise un son creux, quand on choque la surface. Le plus grand nombre des hornitos ont une ouverture,—presque toujours sur le côté, jamais, au sommet, de section ovale, elliptique, circulaire, ou irrégulière, et dont les dimensions varient d'une simple fissure à 30 cm. de diamètre. La surface intérieure de cette ouverture est revêtue d'une croûte mince de poudre tuffeuse et argileuse, déposée par les eaux de pluies qui pénètrent, par là, dans les hornitos, et, fréquemment, ces boues sont assez consistantes, pour affecter des formes de stalactites vraiment curieuses. Les cavités allongées et sinueuses de ces éminences servent aujourd'hui, de repaires à des animaux sauvages, et, en particulier, à des serpents, dont quelques uns sont venimeux. En détachant les couches superficielles des hornitos, nous avons souvent rencontré des quantités de scorpions des plus dangereux. Il s'est dans le temps, échappé des vaupeurs par ces trous, comme le montre le fait qu'elles sont tapissées de croûtes légères, d'un blanc jaunâtre et, composées de silice et d'oxydes de fer, semblables à celles qui se voient dans les fumerolles des cratères.

Les hornitos ont, naturellement, sans exception, un

noyau de basalte compacte, ainsi qu'on peut le voir dans un gran nombre d'entre eux, que le temps a détruit. Ces noyaux se présentent sous différentes formes:

a.) Sous forme de grandes masses anguleuses, à faces planes,—dont l'une, qui a été en contact avec des vapeurs, ou qui faisait partie du conduit par lequel elles s'échappaient, est divisée en lames fines, mais peu nombreuses, de basalte compacte et légèrement rougeâtre, avec intercalation d'argile de même couleur, tandisque le reste du bloc est intact et présente l'aspect de la lave ordinaire du Jorullo;

b.) Sous forme de grandes masses de basalte absolument frais, divisées en trois ou quatre grands fragments conchiformes, et contenant, à l'intérieur, une cavité irrégulière, dont les parois montrent qu'il s'en est écoulé de la matière fondue; la surface est revetue de gouttes de lave, telles qu'on les trouve dans les tunnels de lave;

c.) En mases informes de roche massive, contenant des canaux ou des tubes tapissés de concrétions blanches, comme les conduits des fumerolles, et présentant des stalactites et des gouttes de lave adhérentes à leur surface; enfin, chose plus rare;

d.) En séries de couches conchiformes et concentriques de tuf, avec une cavité sphéroïdale, au centre, résultant de la disparition de la masse qui l'occupait.

Comme on le voit, le noyau des hornitos manifeste simplement, la conformation du malpays sous sa couverture de tuf, conformation qui se devine facilement par l'examen de ses bords, toujours abrupts: pierres amoncellées, résultant du fractionement de la lave, pendant son refroidissement, puis nivelées sous un manteau de cendres volcaniques. Les hornitos ne sont donc que les pierres les plus saillantes de la coulée recouvertes de

couches de tuf, auxquelles ils doivent la régularité de leurs formes.

Des hornitos semblables se seraient formés dans d'autres champs de laves, si elles avaient été recouvertes, comme au Jorullo, d'un manteau de cendres. Bien des témoins ont vu le spectacle fantastique de milliers de colonnes de vapeurs s'échappant des laves du Vésuve, pendant leur période de refroidissement. Là aussi, se sont formés des hornitos comme ceux d'ici, d'après Poulet-Scrope. Il y a quelques années encore, au sortir de la poste d'Ahuacatlán, les voyageurs, se rendant à Tepic, pouvaient observer, au lever du jour, les innombrables colonnes de vapeur qui s'élevaient des laves vomies par l'éruption de 1870. Quelques unes d'entre elles atteignaient jusqu'à 10m. de hauteur; mais, aussitôt que le soleil commençait à chauffer elles n'étaient plus visibles qu'à une très-faible distance. C'est ce qui se passe dans toutes les fumerolles refroidies, et ce qui passe, également, dans celles qui existent sur le dernier malpays et dans le cratère du Jorullo. C'est ainsi que Humboldt, lui aussi, voyait s'échapper les vapeurs, au matin, par les bouches et les fissures des hornitos du Jorullo.

LES LAVES DU JORULLO.

Il n'y a pas de place ici pour une étude détaillée des laves du Jorullo et des roches de ses environs. Les laves récentes du volcan ainsi que celles de ses fondations, ne sont que des basaltes assez faciles à distinguer macroscopiquement. Il n'y a pas de différence sensible entre les basaltes des diverses coulées du Jorullo, pas même entre ceux du fond du cratère, des malpays et des hornitos. Ce qu'on remarque bientôt, sous le microscope, c'est

une plus grande quantité de verre dans la pâte des roches de la surface des coulées que dans celle du milieu de leur masse, ce qui est dû à la rapidité du refroidissement. Le verre qui entre dans la pâte des laves n'est jamais qu'un restant qui remplit les interstices laissés par un tissu de microlithes de labrador, en trainées fluidales, semées de grains et petits cristaux d'augite d'oxide noir de fer d'olivine, ce dernier un peu coloré en jaune par un commencement d'altération. Le verre se montre, dans la plupart des cas, d'une couleur brun chocolat, plus rarement incolore et toujours globulitique. Une première génération de feldspath manque, presque complètement, et on ne voit, de cette période, que des cristaux d'augite et de gros individus d'olivine qui, d'ailleurs, apparaissent à l'œil nu très frais, avec leur couleur vert de bouteille, dans la masse brune ou noire des roches. Dans beaucoup des laves en choufleur ou spongieuses, de la surface des coulées, outre des microlithes bien developpées, le verre, plus abondant, montre de très petits grains de fer noir, d'augite et des aiguilles feldspathiques, qui saupoudrent comme d'une poussière toute la masse: c'est-a-dire des nouveaux microlithes dont l'accroissement est arrêté bientôt à cause de la rapidité du refroissement.

Les basaltes des plus anciennes éruptions, du plateau de l'Higuera, des montagnes environantes du Jorullo et des cônes bordant les malpays ont une couleur grise: sont très compactes, divisés en dalles, et laissent voir a l'œil nu des points rougeâtres d'olivine alterée. Sous le microscope on peut reconnaître que la pâte, composée de peu de verre limpide, sert de ciment, comme pour tous les basaltes, à des grains et des barres prismatiques d'augite et à des microlithes de labrador, ces microlithes sont, parfois trapues, et se fondent, dans de petites lacunes

polarisées comme du verre en tension. D'autres lacunes plus petites et plus brillantes, irregulières peuvent se rapporter à la néphéline, qui a été reconnue chimiquement dans ces basaltes par Félix et Lenk. Les fedspaths des microlithes sont plus acides que ceux des basaltes récents et, comme dans ceux-ci, il n'y a qu'une seule génération de feldspaths excepté des cas rares, ou ces roches ont une apparence porphyritique.

L'augite et l'olivine en petits cristaux sont les seuls phénocristaux auxquels s'ajoute quelquefois l'hypersthène, qui est aussi microlithique. La néphéline et l'hypersthène viennent distinguer les basaltes des anciennes éruptions de ceux du Jorullo. Félix et Lenk ont mentionné déjà les andésites à hypersthène qui, sur des andésites augitiques et à hornblende, se trouvent dans la descente du Tejamanil et au pied des quelques roches basaltiques de l'amphithêatre.

Nous avons cité plus haut les roches intrusives du fond de la vallée de la Sierra de las Canoas et d'autres montagnes, tout près des cônes du Jorullo auxquelles resemble la roche en fragments enclavée dans les laves du volcan. La structure franchement holocristalline reste constante dans tous les points des massifs. La roche est composée de cristaux d'oligoclase et de labrador idiomorphiques, retenus par des plages irrégulières de quartz et d'orthose, mais ce dernier est en quantité très-variable. De la biotite, de l'augite et du pyroxène rhombique s'asocient à ces minéraux, donnant au tout un type qui, rapporté à la diorite, peut se classer aussi comme une monzonite quartzifère, quand l'orthose rentre en bonne proportion. Félix et Lenk l'ont designée comme une diorite; ils ont trouvé de la diallage entre les minéraux coloriés.

Il faut faire une mention toute spéciale d'une longue et basse crête surgissant du milieu du malpays et qui sort de la base du grand cône du Jorullo.

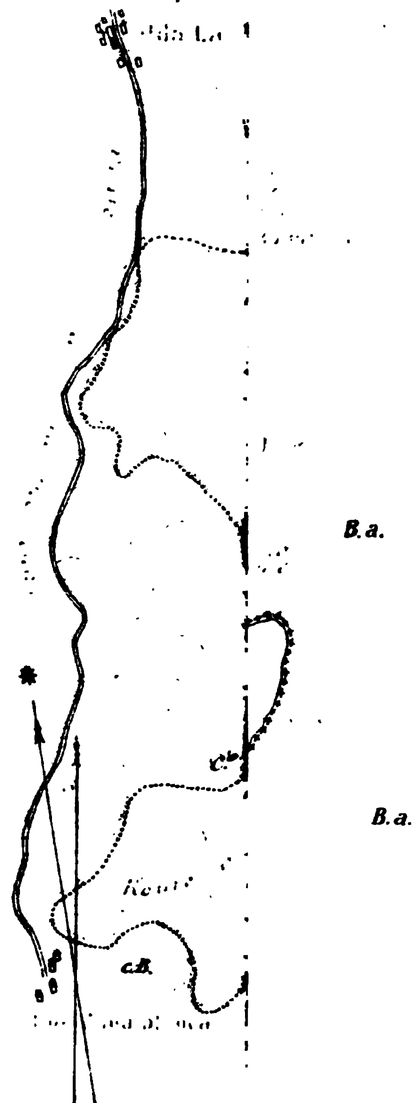
Humboldt cite cette crête, apelée "Cerro Partido" a cause de deux incisions qui se montrent vers son milieu et d'oû s'élève une masse rocheuse en forme de lentille. La crête ainsi interrompue brusquement et herissée de cette roche, qui, de la route de Mata de Plátano, sur le malpays prend l'apparence d'une boule, les gens du pays avaient cru que par les forces de l'éruption la montagne s'était divisée en deux. Quoique la crête de la montagne soit couverte de sable, par la lentille et par les paroîs des ravin, nés à sa base, on voit que le Cerro Partido n'est que le sommet d'une montagne qui existait avant l'éruption du Jorullo; constituée d'une roche violacée doléritique maintenant alterée, qui loge des veines et masses de grenat grossularite et du quartz.

La présence dans ceux-ci de faibles quantités d'argent et de taches vertes de carbonate de cuivre nous a fait supposer qu'il s'agit d'un gisement de contact. L'épaisseur de la lave qui enveloppe la base de Cerro Partido est très considerable et suppose que la montagne s'élèvé assez de son pied pour rompre dans un espace très grand la régularité que pouvait avoir le sol, que la tradition avait toujours considéré comme une plaine large et fertile avant la catastrophe de 1759.

Extrait de l'étude detaillée des matériaux du Jorullo que nous publierons plus tard nous donnons ici un petit tableau, qui montre la composition chimique des roches du Jorullo obtenue de bons échantillons. Ces analyses ont été faites par M. F. Roel, chimiste de l'Instituto Geológico Nacional.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	62.07	51.82	52.39	51.57	52.63	70.22
Al_2O_3	16.03	18.13	18.10	18.74	19.95	15.34
Fe_2O_3	0.80	0.75	0.51	2.23	3.26	0.33
FeO	4.76	6.88	7.43	7.27	4.26	2.00
MgO	3.34	7.81	7.46	7.02	6.95	0.92
CaO	5.45	8.60	8.22	8.58	8.31	2.31
Na_2O	3.07	3.74	3.45	2.95	2.80	2.72
K_2O	2.80	0.91	0.86	0.84	0.89	5.32
TiO_2	0.80	1.06	1.36	0.92	1.13	0.74
P_2O_5	0.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14
S	0.01	0.02	traces	traces	traces	0.00
MnO		—	—	—	—	—
$H_2O +$	0.55	0.62	0.57	0.33	0.43	0.48
$H_2O -$	0.26	0.21	0.10	0.12	0.08	0.13
	100.04	100.46	100.45	100.57	100.69	100.65

I. Diorite du Cerro du Perico.
II. Basalte ancien du plateau de l'Higuera.
III. Basalte du malpays du Jorullo (dernière coulée).
IV. Basalte du noyau d'un hornito (malpays du Jorullo).
V. Bombe du Volcancito du Sud.
VI. Enclave de diorite dans le basalte du fond du cratère du Jorullo.



B.a.

B.a.

I } Malpays formé avant l
II } quatre bouches d'émissio
ca Cônes formés de brèches e
III Première coulée de lave o
IV Seconde et dernière coulée
Ba Basaltes anciens en parti
cB Cônes basaltiques anciens
δ Dolérites.
dm Diorites et monzonites.
+ Fumaroles.

Les malpays basaltiq
couverts par minces couc



I. Cône principal [à gauche dernière coulée de lave].—II. Volcancito du Nord.—III. Volcancito de Enmedio.—IV. Volcancito du Sud.

Vue des Volcans du Jorullo prise de l'Ouest.

Pl. I.



Vue du Cerro Blanco et du plateau de la Higuera.

Extrême de la dernière coulée de lave sortie du cratère du Jorullo.





Le cône du Jorullo vue du S. W.



Pic de Riaño et parois NW. du cratère.



Pic de Humboldt. Bord N. E. du cratère du Jorullo.



Pio de Humboldt. Bord N. E. du cratère du Jorullo.



Le "volcancito del Norte" vu dès l' "Alberca Grande"



Le "volcancito del Sur" vu du plateau de l'Higuera.



Bombe volcanique au pied du "volcancito del Sur"



Aspect de la lave à la sortie du cratère du Jorullo.



Le malpays. Coulées de laves sorties du cratère du Jorullo.

XII

(EXCURSIONS DE L'OUEST).



LES GEYSERS D'IXTLÁN

PAR

P. WAITZ.

LES GEYSERS D'IXTLAN

(MICHOACAN).

PAR M. PAUL WAITZ.

(Avec un croquis géologique).

L'embranchement du Chemin de fer Central Mexicain qui de Yurécuaro se dirige vers le sud en passant par Zamora, Tinguindin, jusqu'à Los Reyes, commence, peu après Yurécuaro, à monter une large colline de basalte qui sépare les deux grands bassins de Yurécuaro et de Zamora.

Cette colline se prolonge vers l'ouest, où se forment quelques chaînes légèrement courbées vers le sud. Au milieu de ces chaînes se trouve la vallée d'Ixtlán et plus loin, le lac de Chapala.

Le Rio Duero, après avoir passé le bassin de Zamora, à l'est du village d'Ixtlán, a perforé la chaîne située plus au sud, et entre par une gorge dans la vallée d'Ixtlán; il débouche à quelques kilomètres à l'ouest de ce village dans le lac de Chapala. Comme la région, dont toutes les eaux se jettent dans le rio Duero, est très-étendue et que le bassin de Zamora n'a pas d'autres débouchés, de grandes quantités d'eau doivent passer par cette gorge, surtout à l'époque des pluies. En effet tout le sol de la vallée d'Ixtlán est saturé d'eau. C'est un véritable marécage pendant la saison des pluies, et alors les chemins, dans les parties qui sont au même niveau que la

vallée, sont intransitables. Pour cette raison la grande route de Zamora à Ixtlán suit presque continuellement le pied des chaînes basaltiques, laissant la vallée d'Ixtlán à gauche, dès qu'elle y est entrée par la gorge.

A une distance de 2½ à 3 kms. avant d'arriver à Ixtlán, commence une bande de terrain peu fertile (il n'y a que des arbustes de Mesquite et quelques herbes), formée par trois brèches différentes. Cette bande a une largeur de 100 à 150 mètres et sépare le grand chemin de la partie marécageuse du sol de la vallée.

Sur toute l'étendue de ce terrain, couvert d'une mince couche végétale, on rencontre une multitude de puits de différentes formes. C'est la région geysérienne d'Ixtlán.

L'aspect particulier que présentent ces puits avec leurs colonnes blanches de vapeur, spécialement par une froide matinée, concorde avec la brillante description faite par M. Hochstetter de la région geysérienne de la Nouvelle Zélande, où ce phénomène a été sans doute plus splendide et plus grand que celui que présentent aujourd'hui les puits bouillonnants d'Ixtlán.

Lorsque, aux mois d'Avril et de Juin 1905, j'étudiais ces geysers et ces puits, j'ai pu en compter 600, entre geysers, sources d'eau toujours bouillonnante, puits, entonnoirs et réservoirs naturels sans eau ou avec eau chaude, tiède et froide.

La région des geysers commence à l'est par un petit cône boueux (16 de la carte) situé à côté de la grande route. Suivent ensuite d'autres puits contenant de l'eau chaude, des émanations de vapeur, des cônes et des entonnoirs de boue, plus ou moins alignés dans une direction N.O. jusqu'au coin du mur à 350 mètres environ à l'E. du village de Salitre, au point où le chemin, qui va à Zamora, fait une courbe vers le S.E.

Dans la petite étendue de terrain (350 mètres de long sur 150 mètres de large), située à l'intérieur du mur, nous trouvons la majeure partie (250 à 300) des puits, des sources et des geysers. Ce sont des puits groupés ensemble, sans direction linéaire, comme c'est le cas dans la première partie de la région geysérienne.

Le petit village de Salitre est situé sur un terrain peu élevé formé de dépôts détritiques durcis, amenés là par l'arroyo, qui sort du précipice qui se trouve au N. du village. Ce terrain, qui affecte une légère forme conique, interrompt la série des puits qui ne reprend qu'à l'ouest de l'autre côté du village.

A partir de ce point, les puits sont plus ou moins alignés jusqu'à Ixtlán suivant une courbe très-légère, ouverte au sud. La partie occidentale d'Ixtlán est également située sur la bande geysérienne; on doit tout au moins le supposer ainsi, parce que l'on rencontre de l'eau tiède dans tous les puits artificiels du village, bien qu'il n'y ait pas dans ce village des puits ou des sources naturels.[1]

La majeure partie des puits naturels de cette région ne sont pas des geysers, ni des puits à ébullition permanente, ni des cônes ou des entonnoirs de boue, mais des réservoirs, des puits avec eau chaude, tiède ou froide, ou bien sans eau, enfin des émanations de vapeurs.

Quand je fis mes observations, j'ai compté de 200 à 250 réservoirs, des puits ou reservoirs sans eau ou avec eau froide ou tiède.

---

1 Au N. E. du village, dans un terrain élevé, le Docteur Sabas Munguía a perforé des couches siliceuses dures, et a rencontré de l'eau très-chaude à une profondeur considérable (N.° 17). Bien que l'entrée du tube soit à une vingtaine de mètres au dessus du niveau de la vallée, lorsque le forage du puits fut terminé il y eut une forte explosion, et maintenant l'eau monte jusqu'à la dite extrémité du tube et déborde continuellement.

300 à 350 puits avec eau chaude (plus de 70 degrés) et émanations de vapeurs,

15 puits en permanente ébullition,

50 à 60 cônes et entonnoirs de boue et

13 geysers proprement dits.

Ces chiffres sont très-variables, car chaque jour s'ouvrent de nouveaux entonnoirs, de petite dimension, avec dégagement de vapeur, tandis que d'autres disparaissent. L'activité de ces puits varie également; c'est ainsi qu'un geyser intermittent peut se transformer en une simple source, qui paraît être en ébullition continuelle.

En somme, nous pouvons distinguer à Ixtlán les types suivants:

1.—Geysers,

2.—Sources bouillonantes permanentes (de ces sources sort continuellement de l'eau chaude),

3.—Cônes et entonnoirs de boue,

4.—Puits et entonnoirs avec eau chaude (température au dessus de 70 degrés),

5.—Emanations de vapeurs,

6.—Puits, entonnoirs et réservoirs naturels sans eau ou avec eau froide ou tiède.

Comme véritables geysers intermittents, dignes de remarque, j'ai pu noter:

I. Le "Pozo (puits) de los Baños," N.° 1,

II. Le "Pozo del Coyote" appelé aussi "Pozo Grande," N.° 3,

III. Le "Pozo del Carbón," N.° 5,

IV. Le "Pozo blanco," N.° 6,

V. Un puits près du village de Salitre, N.°7,

VI. Le "Pozo Tritubular," N.° 8,

VII. Le "Pozo Verde," N.° 9,

VIII.—Le puits du groupe situé à l'extrémité orientale de la région des geysers, N.° 14.

POZO DE LOS BAÑOS.

Le puits des bains est rempli de pierres, comme tous les geysers d'Ixtlán, excepté le "Pozo Verde."

Son tube est petit (un quart de mètre de diamètre), sans concrétions siliceuses à l'entrée; seulement les pierres, dont il est rempli, se couvrent d'une croûte mince de silice qui les rend blanches.

En Avril 1905, après une phase d'éruptions plus fortes, survînt une période de calme. Quand les éruptions cessèrent, l'eau disparût dans le tube. Ensuite, lorsque l'eau monta de nouveau, on pût constater des éruptions faibles et de courte durée. Pendant les périodes de calme, l'eau descendît et remonta ensuite à un niveau un peu plus élevé. Une heure 15 minutes après l'éruption la plus forte, il s'en produisit une autre: l'eau sauta en forme de gouttes jusqu'à la hauteur de 50 centimètres, et il se dégagèrent des vapeurs en grandes quantités. Pendant cette période, le geyser laissait échapper beaucoup d'eau d'une température de 93,5° C. et par un conduit ouvert, celle ci était amenée à la maison des bains, située près du puits.

Cette eau est médicinale, on l'emploie pour diverses maladies. Le médecin d'Ixtlán croit qu'elle est radioactive, car il en a obtenu de bons résultats dans des cas de carcinome.

Pour l'analyse de cette eau, on peut voir les tableaux d'analyses joints à cette étude.

A quelques mètres au N. du geyser des bains, se trouvent deux entonnoirs, l'un plus grand que l'autre,

qui se remplissent d'eau chaude pendant la période de calme du geyser et qui s'épuisent quand celui-ci fait éruption. Le même phénomène s'observe, d'ailleurs, pour d'autres groupes, ce qui prouve que ces différents puits communiquent entre eux intérieurement.

POZO DEL COYOTE.[1]

(Appelé aussi "Pozo Grande.")

En continuant vers l'est, on rencontre ensuite le "Puits du Coyote," qui figure sur la carte sous le N.° 3.

Actuellement l'orifice du tube s'ouvre au fond d'un entonnoir, dans une brèche, étant rempli de pierres. Probablement, ce geyser fût autrefois le plus grand et le plus beau de toute la région d'Ixtlán. A cause des pierres, qui couvrent et ferment presque complètement son entrée, on peut seulement évaluer son diamètre à un mètre, en tenant compte du diamètre du grand entonnoir, qu'il a perforé dans la brèche.

En Avril 1905, ce puits fît des éruptions dans des intervalles de deux heures. Alors, l'eau entrait aussitôt en ébullition jusqu'au fond de l'entonnoir de la brèche, en degageant de grands nuages de vapeurs accompagnés d'un bruit comme de bourdonnements.

A l'éoque des pluies, ce geyser a plus de force, et travaille dans des périodes plus courtes, dans des intervalles de ¾ d'heure.

Au S.O. de ce geyser, près de la maison de Salitre, il y a un puits (N.° 2), qui, en temps de sécheresse, bout d'une façon continuelle et donne une eau de haute tem-

1 Le nom de ce puits a été donné par M. G. de J. Caballero, dans son travail "La région geiseriana al Norte del Estado de Michoacán." Mémoires de la Société "Alzate." Tome XXII. Pages 206 et suivantes.

pérature (93°). Pendant la saison des pluies, il se transforme en un véritable geyser; alors son éruption est très-violente et a lieu chaque dix ou douze heures. Il rejette une grande quantité d'eau. Quant l'éruption est terminée, il s'épuise et, après plusieurs heures, l'eau monte lentement sans déborder; c'est alors que recommence une nouvelle éruption.

POZO DEL CARBÓN.[1]

Le troisième geyser (N.° 5 de la carte) est un entonnoir de forme irrégullière dont le diamètre, qui mesure plus de trois mètres, va en diminuant très-rapidement vers le fond.

Son tube est rempli de pierres, qui diminuent la force de l'eau, laquelle s'échappe en grandes quantités pendant la période d'éruption. Ces mêmes pierres empêchent l'étude de la forme et de la profondeur du tube.

Ses périodes sont espacées de deux heures en deux heures.

A trente pas de ces geyser, à l'ouest, il y a un puits (N.° 4) qui, en Avril 1905, fût en ébullition continuelle; l'eau chaude, qui en sortait, avait une température constante de 93°C.

Une dizaine de puits des environs semblaient éteints à cette époque et leurs petits entonnoirs étaient vides.

En Juin de la même année, au commencement de la saison des pluies, le pozo grande, qui était auparavant en ébullition continuelle, se transforma en geyser in-

1 M. Caballero appelle (loc. cit) "puits du charbon" un autre puits situé entre le "geyser des bains" et le "puits du Coyote." Non seulement le geyser, que mentionne M. Caballero n'a pas été tel, lorsque je fis mon étude, mais encore on m'apprit que le puits N.° 5 s'appelle "le puits du charbon." Cela se comprend facilement si l'on considère les dépôts de boue noirâtre qui se trouvent dans l'intérieur de ce geyser.

termittent; ses éruptions avaient lieu chaque dix ou douze heures, comme celles du puits situé près de la maison Salitre. Pendant ses éruptions, il s'échappait de l'eau très-chaude des bords du geyser, en plus grande quantité qu'auparavant en temps de sécheresse, quand c'était encore un puits en ébullition continuelle. Tous les petits puits environnants paraissaient également éteints pendant l'éruption du geyser. Quand celui-ci se calmait, ils se remplissaient d'eau chaude et se vidaient de nouveau quand l'éruption reprenait. C'est le même phénomène, que nous avons noté dans le geyser de los Baños.

POZO BLANCO.

Plus près du village de Salitre, nous trouvons le Pozo blanco, qui figure sur la carte sous le numéro 6. Ce geyser a déposé depuis longtemps des quantités considérables de matières siliceuses qui couvrent les herbes tout autour de son entonnoir. Un dépôt de mousse très-bien incrusté est très-bien conservé et entoure actuellement le geyser, en forme de banc, surtout au sud-ouest, où il atteint une hauteur d'un mètre.

Au mois d'Avril 1905, les éruptions de ce geyser avaient lieu toutes les deux heures et, au mois de Juin, saison des pluies, une fois par heure et demie.

L'aspect des éruptions et la manière dont elles ont lieu sont très-analogues au phénomène du Pozo de los Baños, avec la différence que les éruptions sont un peu plus fortes.

GEYSER DE SALITRE.

A l'est du village de Salitre, à quelques mètres au sud de l'endroit où commence la grande route pour Zamora, se trouve un puits en ébullition continuelle et

le geyser de Salitre. C'est le geyser N.° 7 de notre carte, avec son puits subordonné.

Le geyser travaille toutes les deux heures et dégage beaucoup d'eau pendant son éruption. Le puits situé à 3 mètres au N. du geyser est rempli d'eau quand celui-ci traverse une période de calme; il se vide entièrement quand le geyser est en éruption.

Les périodes du geyser sont un peu plus courtes pendant la saison des pluies, mais, dans le puits voisin en ébullition continuelle, on ne peut alors noter des altérations.

Comme je l'ai déjà dit, sur une faible étendue de terrain, au S.E. du village de Salitre, se trouve la plus grande partie des puits groupés sans règle. Mais entre ces puits il n'y a que deux geysers intermittents en communication avec quelques puits, qui sont leurs tributaires. Ces geysers intermittents sont le geyser tritubulaire et le Pozo Verde (puits vert).

GEYSER TRITUBULARIO.[1]

Le geyser tritubulaire (N.° 8 de la carte) est formé de trois tubes de geyser intermittents, qui débouchent dans un réservoir naturel de forme ovale, dont le grand diamètre est de deux mètres et demi, le petit de 2 mètres. Ce réservoir est formé à sa partie septentrionale par un rebord en brèche dure d'½ mètre d'épaisseur qui ne se continue pas du côté sud du dit réservoir. Il y manque, et alors le bord est formé à sa base, par une autre brèche qui contient beaucoup d'os pétrifiés. Deux des tubes ont un remplissage de pierres; le troisième mesure 30 cm. de

1 Pour être plus concis, je me sers de cette désignation de tritubulaire, parce que les trois tubes se réunissent dans un petit enfoncement du terrain; d'ailleurs, les habitants n'ont pas donné d'autre nom à ce puits.

diamètre et ses parois s'enfonçent en ligne droite jusqu'à une profondeur d'un mètre. A cet endroit, des pierres empêchent l'étude des parties inférieures.

Le réservoir naturel en question peut contenir de un à deux hectolitres d'eau.

Aux environs immédiats du geyser tritubulaire, dans un terrain de 50 pas de longueur sur 40 de largeur, il existe un grand nombre d'autres puits.

Onze de ceux-ci sont en communication interne avec le geyser: ils se vident quand les trois tubes de ce dernier sont en activité. Dix autres contiennent de l'eau chaude et ne semblent pas être sous l'influence des périodicités du geyser. En outre, il y a une vingtaine de puits et entonnoirs, les uns contenant de l'eau froide, et une vingtaine de trous qui dégagent des vapeurs.

Le geyser tritubulaire travaille toutes les deux heures; son eau de 93°5C. jaillit en gouttes jusqu'à une hauteur d'un mètre. Pendant cette phase, une grande quantité d'eau très-chaude se répand tout autour du réservoir (voir photographie).

Les onze puits mentionnés plus haut, qui paraissent être en communication interne avec le geyser, se vident au moment même, où celui-ci entre en activité.

POZO VERDE.[1]

Le puits vert N.° 9 de la carte), qui est un peu séparé du gros des tubes de cette partie de la région geysérienne, est le plus grand de tous les puits actifs d'Ixtlán il est enfoncé à 4 mètres de profondeur dans la

1 Sur le Pozo verde ón trouve une notice par Eduard Mühlenpfordt en "Versuch einer getr. Schilderung der Rep. Mejico" Bd. II. 361.

brèche dure et entouré d'un rebord[1] de mousse, recouverte de silicate, d'une hauteur de 25 centimétres. Ce bord du geyser a la forme ovale; son grand diamètre est de 3 mètres et son petit diamètre de 2 mètres; mais des parois surplombantes limitent l'eau qui est d'une très belle couleur verte. Au dessous du rebord, dans la brèche, s'est formé un trou par lequel s'écoule par intermittence l'eau du puits (la quantité d'eau qui sort, diminue chaque deux heures).

Le geyser travaille, comme nous l'avons dit une seule fois par an, mais avec beaucoup de force et de splendeur. En Avril 1905, la température de l'eau était de 74°; peu à peu elle s'est élevée et au mois de Juin elle atteignait 82°. Son éruption annuelle doit probablement se produire quand la température de l'eau arrive à 93°5 C.

Les habitants de Salitre disent que le marais près du Pozo Verde s'épuise pendant que ce geyser est en éruption.

A l'extrémité de la partie orientale de ce groupe de puits de Salitre, à 330 mètres à l'est de ce village, dans le coin du mur, on recontre deux petits puits (N.° 10 de la carte), qui paraissent être de petits geysers intermittents, mais seulement à l'époque des pluies. Pendant la saison sèche, ils sont continuellement en faible ébullition.

---

1 Ce rebord paraît être le reste d'un dépôt siliceux qui a été formé par le puits vert, comme en ont formé le puits blanc et d'autres puits aujourd'hui probablement éteints, au nord du geyser tritubulaire. Actuellement, aucun puits ni aucun geyser ne forme de dépôt de silice.

Andreae (Neues Jahrbuch für M. G. u. P. 1893. II. p. 17.) croit que les geysers doivent forcément former des dépôts siliceux; c'est probablement là une condition pour que les geysers prennent naissance, car les incrustations de silice contribuent à faire les tubes lisses.

Mais pour la continuation du phénomène geysérien le dépôt de substance siliceuse n'est pas indispensable. Nous en avons la preuve précisément dans les geysers d'Ixtlán et dans les analyses qui ont été faites de leurs eaux.

En continuant le long du mur vers le sud, on trouve un autre puits (N.° 11 de la carte), qui est constamment en ébullition; ses dimensions sont un peu plus grandes et il travaille avec plus de force. Il ne paraît subir aucune altération avec le changement des saisons. Son eau, qui a toujours 93'5° C. déborde en quantités considérables.

Le dernier geyser intermittent, qui est petit et de peu d'importance, est situé á l'extrémité de la partie orientale de la région geysérienne d'Ixtlán; il figure sur notre carte sous le N.° 14.

Dans ce même endroit, on rencontre également de petits puits, dont l'eau bout légèrement et déborde (N.° 15).

Les geysers et les puits d'eau chaude sont remplacés dans cette partie de la région geysérienne par des entonnoirs et des cônes ou petits volcans de boue[1] plus ou moins alignés et par des dégagements de vapeurs. Ces dégagements ne font pas, d'ailleurs, défaut sur d'autres points de la bande de terrain geysérien.

Comme je l'ai déjà dit, ces puits de boue affectent deux formes différentes: Il y a des cônes ou de petits volcans de différentes grandeurs, formés por la boue jaillissante sous l'action de la force explosive des gaz et des vapeurs des entonnoirs de boue.

Ces cônes ressemblent beaucoup à de véritables volcans stratifiés (Stratovulkan). Ils ont une cheminée plus ou moins étroite dans un cône, construit par divers petits courants de boue et par des couches de cette même matière lancée dans l'air.

On peut quelquefois observer sur ces cônes des exca-

---

1 A San Salvador, on désigne ces petits volcans sous le nom de "Infiernillos" et "Ausoles." Carl Sapper: "Dampfquellen und Schlammvulkane in San Salvador" Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft 1896. p. 14.

vations rondes remplies d'une fange visqueuse[1] voir la photographie).

Quelquefois ces puits de boue ont la forme d'entonnoirs à parois droites, d'où sort une eau boueuse.

Quand un cône et un entonnoir sont très rapprochés, il semble qu'ils sont en communicaction interne. Tous les petits volcans de boue sont intermittents. Pendant leur phase de moindre activité, on entend jaillir la boue au fond de la cheminée; dans la fange de l'entonnoir, montent des bulles de vapeur qui provoquent au niveau de la boue un fort bouillonnement. Quand le petit volcan de boue commence á travailler en lançant de la boue chaude ou simplement en la laissant déborder, l'eau dans l'entonnoir devient plus calme.

Quelques uns de ces petits volcans lancent de la boue jusqu'à une hauteur d'un mètre et demi. L'excavation qui se trouve sur le cône (N.° 13 de la carte), et que l'on aperçoit sur la photographie, a eu, en Juin 1905, quelques éruptions. Alors, elle lançait de la boue jusqu'à 5 mètres de distance du cône.

La grandeur des petits volcans et des entonnoirs est variable. Il y a des cônes d'un décimètre de hauteur et d'un diamètre de moins d'un quart de mètre; d'autres, qui sont plus anciens, ont un mètre de hauteur et un diamètre de 2 ou 3 mètres. La même différence s'observe dans les dimensions des entonnoirs.

Le plus grand de tous ces puits de boue est un entonnoir boueux de 5 mètres sur 10 mètres. Il se trouve près du coin du mur déjà mentionné, qui est situé à 350 mètres à l'est du village de Salitre (N.° 12). Cet entonnoir,

---

1 Ce phénomène d'un petit lac dans le cratère du cone rappelle le lac de lave liquide bouillante (feurigfluessig) dans le cratère du Kilauea en Hawai.

aujourd'hui presque complètement éteint, à l'exception de quelques endroits où jaillisent des bulles de vapeur, est remarquable par une grande éruption. Il y a 50 ans, lors de sa formation, il lança de la boue à une distance de 80 à 100 mètres.

La température dans tous les cônes intermittents et dans tous les entonnoirs actifs arrive presque toujours à 93° et à 93.5° C.

Outre les geysers intermittents (avec leur puits communicants) et les cônes et entonnoirs de boue (qui sont souvent en communication interne), il faut citer les puits en ébullition permanente, dont quelques-uns ont déjà été mentionnés plus haut et en outre échappements de vapeur.

En Avril et Juin, existaient 200 de ces derniers. On ne saurait donner un nombre précis parce-que chaque jour il y en a qui s'éteignent tandis que d'autres se forment.

Le nombre des puits en ébullition continuelle est plus constant[1] (16 en Avril et Juin 1905), mais pour ceux-ci également on remarque que l'activité varie suivant les saisons.

En Avril et Juin 1905, il y avait en somme environ 170 tubes, entonnoirs et excavations de dimensions diverses, avec eau chaude à une température supérieure à 70 degrés.

Le nombre des tubes, entonnoirs et excavations, avec eau froide ou sans eau dépassait 150 à la même époque. Ce nombre augmentera probablement continuellement

1 M. Caballero note dans son travail déjà cité un geyser intermittent appelé le Puits du Charbon (Voir la note page 7), entre le puits des Bains et celui du Coyote (Grand Puits). Au lieu de ce puits, j'ai trouvé un petit puits en ébullition continuelle, et, à côté de lui, un autre plus petit. Les deux ne paraissent pas être intermittents.

jusqu'à ce que toute la région geysérienne d'Ixtlán ne sera qu'une zone de puits éteints.

Les différentes théories sur le phénomène des geysers peuvent se diviser en deux groupes, dont les plus typiques sont: celle de Mac Kenzie (1811), et celle de Bunsen (1847).[1]

On peut dire avec beaucoup de certitude, que la théorie de Bunsen est une théorie locale, et la seule correcte pour expliquer les phénomènes et les conditions du Grand Geyser d'Islande. La théorie de Mac Kenzie me paraît avoir un caractère plus universel, surtout quand on la simplifie.

Mac Kenzie suppose que le tube de geyser, étant droit à sa partie supérieure, se recourbe ensuite et se réunit à une sorte de dépôt d'eau ou de chaudière, de telle façon que la colonne d'eau du tube enferme la vapeur dans la dite chaudière jusqu'au moment où la tension de la vapeur est suffisante pour soulever la colonne d'eau du tube.

Le même effet est produit par des tubes droits ou recourbés qui ne débouchent pas dans le plafond du dépôt mais à un niveau plus bas. Dans ce cas, nous nous trouvons toujours en présence d'un geyser intermittent, si le tube, à sa partie supérieure, arrive à la surface du sol, si l'eau peut déborder du tube, et si le dépôt est pourvu de chaleur et eau suffisantes.

Comme dégagements de vapeur s'observent à la surface des tubes capillaires, qui débouchent au sommet du plafond de la chaudière.

1 Voir la liste de la littérature sur les geysers: A. C. Peale M. D. 12. Anual Report of the U S. Geological and Geografical Survey for the year 1878. Part II. Washington 1880, p. 425 (jusqu'en 1878), Andreae l. c. et K. Honda et T. Terada: "On The Geyser in Atami, Japan" The Physical Review Vol. XXII. N.° 5, p. 300.

Quand un tube large débouche au sommet du plafond de la chaudière, c'est un réservoir en ébullition permanente parce-que toutes les bulles, qui se forment dans le dépôt montent tout de suite dans les tubes. Des irrégularités dans la forme du toit du dépôt peuvent occasionner des périodicités dans la forme du bouillonnement.

On ne pourra très probablement pas noter d'intermittence dans un tube étroit s'il n'existent pas quelques irrégularités sur son parcours ou dans son dépôt, irrégularités, qui retiennent une quantité considérable de vapeur, ou s'il n'y a pas une source de chaleur dans la partie supérieure du tube, comme l'a supposé Bunsen pour le Grand Geyser d'Islande.

On peut interpréter facilement l'intermittence du Grand Geyser en supposant qu'à l'endroit où Bunsen a rencontré la température la plus rapprochée du point d'ébullition (près de 10 mètres au dessus du fond du tube) et où entrent avec beaucoup de force des bulles de vapeur (comme l'a observé aussi Bryson), débouche, dans le tube du Grand Geyser, un autre tube d'un véritable geyser. Le tube du Grand Geyser est probablement un tube geysérien ancien, mais maintenant les éruptions ne commencent plus que dans sa partie inférieure. Il est possible qu'autrefois le fond de ce tube ait été une partie d'un dépôt geysérien et qu'avec le temps la communication entre le dépôt et le tube du Grand Geyser se soit obstruée.

Le phénomène des tubes subordonnés ou communicants qui se réunissent aux geysers N.° 1, 7, 8 et 9, et ceux qui entourent le réservoir en ébullition situé à l'O. du geyser du Carbón (N.° 7), ainsi que le phénomène des entonnoirs de boue qui sont en communication

interne avec les petits volcans, sont intéressants à observer parce qu'ils servent à confirmer l'explication des geysers par l'existence d'un dépôt ou d'une chaudière.

Pendant la période de calme du geyser et du volcan de boue respectivement, nous trouvons que les tubes subordonnés et les entonnoirs de boue sont remplis d'eau ou de boue chaude. Mais nous voyons qu'ils se vident ou tout au moins que leur niveau baisse, quand, dans les geysers ou dans les petits volcans de boue commence la période d'éruption.

Comme j'ai tenté de le démontrer théoriquement et expérimentellement dans mon petit travail intitulé: "Algunos experimentos en geyseres artificiales."[1] (Quelques expériences de geysers artificiels), ce phénomène se produit quand un ou plusieurs tubes débouchent dans le même dépôt et plus bas que le tube du geyser intermittent.

De cette façon, il existe un système de tubes communicants; par le tube qui débouche plus bas que le tube du geyser descend l'eau au moment ou dans le tube geysérien entre une quantité suffisante de vapeur; la colonne d'eau débordante diminue et par cela même diminue la pression sur l'eau et sur la vapeur contenues dans le dépôt.

Peut-être il est possible d'expliquer la situation et la genèse des geysers d'Ixtlán de la manière suivante:

La dépression, où sont situés le lac de Chapala et les plaines qui le bordent à l'est, me paraît devoir son origine à une énorme fosse d'effondrement (Grabenbruch), dont la direction générale de l'est à l'ouest.[2]

1 Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo II, 1906, présenté à la Société le 6 Octobre 1905.

2 N'ayant pas pu étudier la région en détail, l'hypothèse émise se base seulement sur des observations sommaires.

La bande méridionale, qui s'est maintenue à une hauteur considérable, forme le cerro de la Mula, et plus loin. des cerros situés plus à l'ouest comme ceux de Pajacuarán, etc. Sur tous ces cerros, on observe des pentes rapides jusqu'aux bords du lac de Chapala, et, en divers endroits, des glissements très-nets (Voir la photographie).

Une bande septentrionale, qui se maintient aussi à une hauteur considérable, marque, avec la bande méridionale déjà mentionnée, l'effondrement du terrain situé entre les deux. La cordillère que l'on aperçoit au nord, à une assez grande distance, depuis le chemin de fer de Yurécuaro—Guadalajara, entre Negrete et Ocotlán, n'est probablement autre chose que cette même bande.

La bande du cerro de la Mula est formée de différentes couches de courants basaltiques qui laissent voir sur divers points des structures générales de consolidation.

Au S.O. et N.E. d'Ixtlán, des collines de basalte limitent la dépression du lac de Chapala. Ce sont probablement des épanchements plus récentes, qui sont monté par les crevasses de la fosse d'effondrement en s'étendant après sur le terrain.

Entre deux de ces courants de basalte, se trouve la vallée d'Ixtlán et au pied méridional de la colline du N. s'étend la bande geysérienne d'Ixtlán.

Les tufs et les cendres volcaniques, qui couvraient auparavant les collines ou côteaux, ont été en majeure partie enlevés par les eaux et entraînés jusqu'au fond des vallées où elles forment maintenant des couches et des sédiments.

Ces cendres sédimentaires forment la base de la bande geysérienne. Dans les parties les plus profondes, elles ont été altérées par les vapeurs et par les eaux thermales,

formant une couche siliceuse très dure. Cette pierre ressemble, à première vue, á l'obsidienne de couleur grise. Cependant, on peut très bien voir les lignes de sédimentation et des cavités et des tubes, par lesquels ont circulé les eaux thermales.

Sur cette couche, qui concorde parfaitement avec la superficie de la pente douce du courant basaltique, se superposent trois brèches différentes, dont une ou deux sont quelquefois enlevées.

Ces trois brèches se distinguent par leurs diverses inclusions:

3. La plus haute contient de petits morceaux de basalte en quantités plus considérables que les autres.

2. La seconde renferme beaucoup de fragments de tessons (tepalcate).

1. La dernière, qui est la plus ancienne, contient des ossements de l'homme et de moutons.[1]

Enfin, quelques geysers ont déposé des incrutations siliceuses sur leurs bords, parmi lesquelles on peut voir des gramens et d'autres herbes pétrifiées, très-bien conservées.[2]

Il faut supposer qu'au dessous de ces couches se trouve une crevasse par laquelle montent des gaz très chauds de HCl, SO_2, P_2O_5, et Bo_2O_3, dont on trouve des quantités considérables dans les eaux.

La température de ces gaz doit être assez élevée, car c'est elle, qui donne aux eaux et à tout le terrain la cha-

1 Sur la grande route, près de la maison des bains, on a trouvé un squelette entier qui est maintenant dans le Musée de l'Etat de Michoacán, à Morelia. On rencontre aussi d'autres ossements dans la brèche près du geyser tritubulaire.

Mr. Ugalde a bien voulu classifier la nature des os recueillis dans le Puits Tritubulaire et dans la brèche du côté de la route près du Puits des Bains.

2 La carte qui accompagne ce travail montre un profil schématique des faits géologiques mentionnés ci-dessus.

leur suffisante, pour que se puissent former les geysers.

Le fait que la quantité d'eau, qui déborde des puits, augmente et que les périodes de calme diminuent au commencement de la saison pluvieuse, fournit la preuve que dans leur majorité, les eaux viennent de la superficie de la contrée.

La crevasse, dont je suppose l'existence, doit se continuer à l'est, parce que l'on trouve dans cette direction, à une dictance assez grande, des puits d'eau chaude, à Falconi, station de l'embranchement Yurécuaro-Los Reyes.

Nous donnons à la fin de ce travail la composition chimique des eaux de quelques puits, analysés par le Docteur V. de Vigier, en faisant ressortir que c'est pour la première fois que l'on trouve au Mexique de l'acide borique.

J'ai l'intention d'examiner plus tard, sur place, les eaux, la boue et les dépôts des puits d'Ixtlán relativement á leur radioactivité.

COMPOSITION DES EAUX DE QUELQUES PUITS DE IXTLAN.

ANALYSÉES PAR LE DR. V. VON VIGIER.

	Pozo de los Baños. (1).	Pozo Blanco. (6).	Pozo Verde. (9).	Puit numero 15.
$Si O_2$	0.1792	0.2168	0.2398	0.2129
$S O_3$	0.2402	0.2540	0.2430	0.2626
$C O_2$	....	0.0071	0.0008	0.0090
Cl	0.4083	0.3938	0.4706	0.4085
$P_2 O_5$	....	0.0026	0.0039	....
$B_2 O_3$	0.0778	0.0706	0.0850	0.0303
Al	0.0110	0.0011	0.0027	0.0046
Fe	0.0033	0.0002	0.0011	0.0004
Ca	0.0166	0.0171	0.0201	0.0160
Mg	....	....	....	....
$N H_4$	0.0011	0.0012	0.0007	0.0021
Na	0.4236	0.4186	0.4366	0.4090
K	0.0218	0.0056	0.0063	0.0128
O (bas)	0.0780	0.0664	0.0704	0.0810
($K_2 Mn O_4$)	(0.0048)	(0.0046)	(0.0060)	(0.0050)
Total	1.4611	1.4546	1.5810	1.4492
Résidu	1.4708	1.4618	1.5876	1.4674

Densité de toutes 1.001.

Composition de l'eau boueuse d'une salse (N.° 13 de la carte) de Ixtlán.

Analysée par le Dr. V. von Vigier.

1,000 gr. de l'eau boueuse donnent un résidu de 106,957 gr.; de celui-ci 0.3306 gr. sont solubles dans l'eau chaude.

Le reste de la boue insoluble séché à 120° se compose de:

$H_2 O$ au rouge	7.17	°/o
C et matière org	1.77	„
$P_2 O_5$	0.36	„

SiO_2	59.86	%
Al_2O_3	14.04	„
Fe_2O_3	7.95	„
FeO	0.44	„
CaO	3.41	„
Na_2O	2.42	„
K_2O	1.34	„
	99.60	%

ÉCHELLE - 1:7500

- ✛ Geysers.
- ∘ Sources bouillonnantes.
- • Puits avec eau chaude.
- • Salses ou volcans de boue.
- + Dégagements de vapeur.
- • Puits } vides, ou avec eau tiède ou froide
- ○ Bassins } vides, ou avec eau tiède ou froide

1 Pozo de los Baños.

3 „ Grande.

5 „ del Carbon.

6 „ Blanco.

8 „ Tritubular.

9 „ Verde.

10

11

9

12

IXTLAN.



Fig. 1.—Le geyser tritubulaire, période d'inactivité.
IXTLAN.

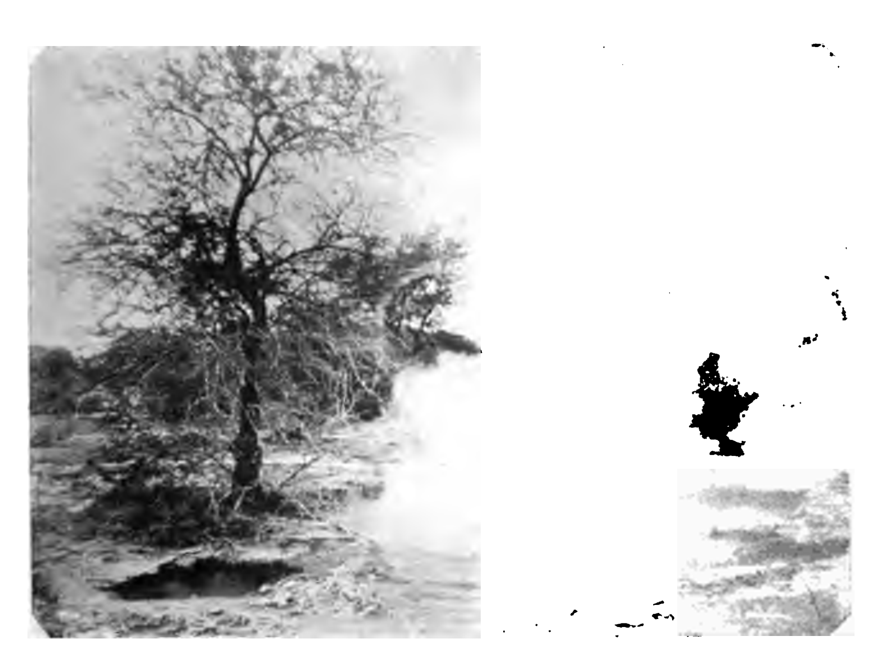


Fig. 2 — Le geyser tritubulaire en activité.
IXTLAN.





Fig. 4——Une salse.

IXTLAN.



Fig. 3——Une salse.



Fig. 5 —Surface de glissement aux pives du Lac de Chapala.

XIII

(EXCURSION DU SAN ANDRÉS ET COLIMA).



LE VOLCAN DE COLIMA

PAR

P. WAITZ.

LE VOLCAN DE COLIMA.

PAR M. PAUL WAITZ.

(Avec un croquis et quatre photographies).

Sous le point de vue historique, le Volcan de Colima est réellement peu connu. Des siècles passés, jusqu'au XVIIe, sans parler du temps qui précéda la découverte de l'Amérique, nous n'avons aucune relation écrite; et même, les informations de temps plus modernes nous donnent tout au plus des renseignements, en termes assez obscurs sur la date et la forme de quelques paroxysmes éruptifs. Ce n'est que par Humboldt[1] qui probablement n'a pas visité le volcán, que nous apprenons d'abord quelque chose sur sa situation géographique et son altitude probable.

Nous trouvons des renseignnments plus positifs sur la forme et la situation du volcan ainsi que sur sa composition dans le rapport de Karl Pieschel[2] qui fît l'ascension du volcan au mois d'Octobre 1852, et dans ceux de MM. E. de Montserrat et Aug. Dollfus[3] qui fîrent la même ascension au mois de mars 1866. Dans ce rapport ils nous donnent une description minutieuse de la forme du cône, du cratère, etc. Les informations de ces deux explora-

1 Humboldt, Kosmos 1 v. 2.ª parte, et les notes 106 et 176.

2 Karl Pieschel, Zeitschrift für allgemeine Erdkunde. Bd. VI, 1856 p. 489 et 532.

3 Archives de la Comission Scientifique du Mexique, tome III. Paris 1867. p. 43.

débris ont pour la plupart appartenu à des roches porphyriques; nous en avons rencontré quelques-uns qui sont assez curieux; sur la masse porphyrique, on distinteurs français sont d'autant plus intéressantes qu'environ un an après leur ascension, le volcan entra dans une période d'activité, pendant laquelle la forme du cône et du cratère souffrit des changements assez importants.

Voici comment ces voyageurs décrivent le volcan:

"On aperçoit alors, au milieu d'une enceinte à peu près circulaire, ou plutôt d'un cirque de rochers, le cône lui-même dont la masse imposante et parfaitement régulière se détache admirablemente de l'enceinte rocheuse. Ce cône tout à fait isolé est entièrement composé de scories rougeâtres, de débris meubles, de cendres, de lapilli noirâtres, et enfin de quelques blocs de dimensions plus fortes détachés du sommet pendant les éruptions. Sa base peut avoir un diamètre d'environ 1800 m. L'ascension du cône est assez pénible; au bas, les roches porphyriques, ou plutôt les débris, sont un peu moins meubles, car ils sont retenus par une sorte de végétation de lichens et de mousses qu'on prendrait à première vue pour un mortier; mais peu à peu la pente devient très-forte (37°), et le sol ne se compose plus que de cailloux roulés ou projetés, de scories, de cendres et de sable très-fin, qui roulent sous les pieds avec une excesive facilité.

Le cône est d'une régularité presque parfaite; cependant la pente varie un peu à mesure que l'on approche du sommet, elle atteint jusqu'à 39° et 40°.

Plus on est près de la cîme, plus les débris deviennent de petite dimension; en certains endroits il n'y a qu'une poussière très-fine, plus ou moins colorée en rouge, suivant que les débris on été plus ou moins scorifiés. Ces

gue des critaux prismatiques d'un bleu indigo foncé, qui nous paraissent être des cristaux d'oxyde de fer; ces échantillons sont, du reste, fort rares.

Un peu au-dessous du sommet on remarque une sorte de légère dépression entourée d'un petit rempart de roches porphyriques; cette roche est généralement fissurée, craquelée, et porte les traces d'une action gazeuse assez récente; de plus, elle est recouverte d'une matière blanchâtre, alunifère, dans laquelle on pourrait aussi distinguer des parcelles de soufre. Cette dépression présente donc tous les caractères d'un évent éteint depuis peu de temps.

Le bord extérieur du cratère proprement dit est formé par une sorte de muraille, également de porphyre, soulevée au moment de l'éruption principale et antérieure aux déjections cinériformes. Le porphyre qui constitue cette muraille est tout à fait analogue à celui des crêtes qui entourent la base du cône, et ne paraît pas avoir subi d'altération sensible.

Le cratère est, quant à sa forme, aussi régulier que le cône extérieur, c'est un entonnoir ou plutôt une véritable cuvette. Sa plus grande profondeur au sommet est de 250 m, et sa plus faible distance du fond est de 125 m. Il est formé de deux parties:

1. Un plan incliné de 50 à 60 mètres de hauteur verticale, et dont la pente est de 30°, interrompu par quelques roches d'une dimension assez considérable;

2. Un second plan incliné dont la pente atteint 40° ou 41°, et qui conduit au fond de l'entonnoir.

La forme générale du cratère est, à peu près, celle d'un cercle, cependant il a un diamètre un peu plus grand que l'autre; ce diamètre, qui court N. 55° E., S. 55° O., a 500 mètres de longueur, l'autre diamètre per-

pendiculaire n'a pas plus de 450 mètres de long, le diamètre du fond est d'environ 50 mètres.

Les flancs intérieurs du cratère sont couverts de débris scorifiés et de roches porphyriques noirâtres un peu vitrifiées à la surface, prenant aussi quelquefois des teintes rougeâtres et jaunâtres dues à une légère couche de soufre. Les fumerolles, qui se distinguent d'assez loin, sont en grand nombre; nous avons compté vingt et un points principaux d'où se dégagent des émanations gazeuses. Celles où les vapeurs sortent avec le plus d'abondance se trouvent sur le flanc extérieur nord-ouest du cratère, presque sur la crête: nous avons pris en plusieurs points la température de ces fumerolles; dans toutes le thermomètre nous a accusé 76° à 78°; cependant celles de la déclivité intérieure, qui atteignent presque le fond, sont à une température un peu plus élevée; le thermomètre est monté jusqu'à 80°."

Trois ans plus tard, au mois de juillet 1869, commença une nouvelle période de paroxysme eruptive avec de fortes bouffées de vapeur (dans la direction N.O.), et des détonations souterraines. Pendant cette période, il se forma un cratère secondaire sur le versant N.E. d'où déborda un courant de lave qui aujourd'hui encore, entoure la partie N.E. et une partie du pied Nord du cône principal. Par conséquent il semble que le cratère principal n'était pas en grande activité à cette époque.[1]

Le 21 août 1869, plusieurs personnes qui s'avancèrent jusqu'au pied septentrional du volcan purent observer

---

1 Bárcena: "Informe sobre el estado actual del Volcán de Colima."—Naturaleza (Periódico científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural) 2ª serie, tomo I, años de 1887-1890. México, 1891. Voir aussi les planches XXI.

Th. Kunhardt: "Ausbruch des Vulkans von Colima in Méjico." Mitteilungen aus Justus Perthes' geographischer Anstalt 1869. X. p. 385.

que la lave du cratère secondaire enveloppait déjà la partie N.O. et N. du volcan et remplisait en partie l'énorme crevasse[1] (connue sous le nom de "la Playa") jusqu'à une hauteur de 300 m. Ils remarquèrent en même temps que la lave montait encore, bien que très lentement (environ 2-6 m. par jour le bord antérieur du courant se précipitant toujours en avant).

L'activité du volcan fût moins forte pendant les deux années suivantes, et il ne se produisit aucune éruption considérable. Mais au courant de l'année 1872 les éruptions recommencèrent dans les deux cratères. Pendant l'année 1873 il y eût de nouvelles éruptions, mais seulement dans le cratère principal, tandis que (d'après les informations), le cratère secondaire resta tranquille.

On fait mention d'autres éruptions pendant les années 1877 et 1884,[2] mais elles ne semblent pas avoir été fortes, bien que pendant tout ce temps le volcan n'ait jamais été complètement éteint.

Le 26 décembre 1885, le Volcan de Colima entra dans une nouvelle période de grande activité et les éruptions se produisirent dans le cratère principal et aussi dans le cratère secondaire de 1869, mais avec moins d'intensité. Les produits de ces éruptions consistaient surtout en vapeur d'eau, cendres, bombes, et, paraît-il, petits courants de lave. Pendant cette année il se forma en outre dans le cône une cavité elliptique à peu de distance du bord du cratère sur le côté Sud Quest. De cette cavité sortaient des pierres brûlantes, qui descendirent en roulant les pentes, ce qui prouve que la lave, durcie à

---

1 Voir Bárcena l. c.

2 Edm. Kerber: "Eine Besteigung des tätigen Vulkans von Colima." Aus allen Weltteilen 14. Jhg. Heft 2. 1882. et Verhandlungen der Berliner Ges. f. Erdk. IX, 5.

sa surface, monta lentement par la cavité et que de ses bords se détachèrent des parties qui surplombaient, sans qu'il se produisît aucun debordement de lave liquide. En outre Barcena, à l'endroit cité, mentionne encore l'apparition d'un cône central dans le cratère principal: c'est ainsi qu'il semble du moins qu'en cette année s'était déjà rempli le cratère qui, en 1866, comme le disent Dollfus et Montserrat, avait une profondeur de 300 m.

Au cours de l'année 1894, MM. J. G. Aguilera et E. Ordóñez[1] fîrent l'ascension du cône par le côté Sud, sans pouvoir arriver jusqu'au bord du cratère, mais souffrant beaucoup à cause de l'escarpement de la montée. en raison des cendres détachées, et, près du sommet, à cause des gaz de bioxyde de soufre qui s'échappaient des fumerolles.

Une nouvelle série d'éruption s'inaugura le 15 février 1903, mais sans apporter de grands changements dans la forme du cône.[2] Une seule observation faite pendant ces éruptions me paraît offrir quelque intérêt, pour avoir une certaine importance au sujet de la forme actuelle du cratère. M. Ordóñez,[3] dans un petit travail sur ces éruptions, dit:

"Quelques observateurs ont cru voir du côté Ouest une mince coulée de lave sortie par le bord fondu du cratère, tandis que d'autres pensent que cette lave s'échappe par une vraie fissure. En tous cas, le cratère à souffert de petites modifications dans la forme de son

---

1 Aguilera et Ordóñez. Bosquejo geológico de México. Boletín IV. V. y VI. del Inst. Geol. Nacional. México, 1896. p. 57 et suiv.

Ordóñez. "Les volcans de Colima et Ceboruco." Mémoires de la Société Alzate. t 11. 1897-98. p. 325.

2 J. M. Arreola "The recent eruptions of Colima" (Frederick Starr). Journal of Geology. Vol. XI. 1903, N.° VIII, p. 749.

3 "Les dernières éruptions du Volcan de Colima." Mémoires de la Société Alzate. t. XX. México, 1903. page 99.

rebord. On dit même que le rebord Ouest a diminué de hauteur."

Pendant ces éruptions, le volcan à encore rejeté principalement de la vapeur d'eau, des cendres, du sable et des bombes.

La régularité parfaite du cône, observée par MM. Montserrat et Dollfus, a disparu au moins en partie, à cause du cône secondaire de la pente N.E. qui s'est formé en 1869. Cependant aujourd'hui encore, le Volcan de Colima se distingue à distance par sa forme régulière d'un cône tronqué, par l'absence de végétation sur ses versants gris et encore plus par la colonne de vapeur qui s'échappe fréquemment du cratère. Sa position dans les contreforts méridionaux du Nevado de Colima (au milieu desquels le Volcan forme la dernière élévation de la Sierra del Nevado), entouré au Sud par la grande Plaine de Colima, laquelle il domine avec une hauteur de presque 3,000 m, augmente son aspect grandiose.

Pour arriver au Volcan, il convient de prendre le chemin de Zapotlán el Grande, connu aujourd'hui sous le nom de Ciudad Guzmán.

Au Sud de la ville, nous traversons la grande vallée de Zapotlán, dont le sol se compose de cendres et de sables volcaniques accumulés et déposés par les courants d'eau. Ces matières d'alluvion présentent d'intenses couleurs d'altération, parmi lesquelles prédominent le rouge et le brun, ce qui donne aux environs de Zapotlán leur couleur caractéristique.

Plus loin au Sud, un grand courant de lave basaltique sépare la vallée de Zapotlán (qui na pas de déversement superficiel), de son prolongement vers le Sud. Au centre de ce courant s'élève le petit volcan de l'Apastépetl, qui a cinq cratères. De ce volcan est sorti le courant de lave

dont nous venons de parler, mais le volcan lui-même est formé de cendres, de scories et de tufs.

L'ascension depuis la vallée de Zapotlán jusqu'au Rancho de la Joya, situé à une grande hauteur sur le penchant septentrional du Nevado, n'offre que peu d'intérêt géologique, parce que toute la montagne est couverte d'une épaisse végétation et toutes les roches y sont couvertes d'une épaisse couche de terre végétale. Une seule fois sur notre chemin, nous rencontrons une roche découverte. Cet endroit porte le nom significatif de "Piedra rara" (Pierre rare). Ici, nous observons pour la première fois l'andésite à pyroxène et amphibole du Nevado. A peu de distance de ce point, nous atteignons en montant le sommet de la colline "Las Cruces" et nous apercevons à nos pieds la partie supérieure de deux vallons "La Joya." Dans cet endroit elles offrent une descente douce mais un peu plus bas ils sont très profonds. Le plus grand des deux, dans lequel est situé le "Rancho de la Joya," forme dans leur continuation la barranca de Atenquique, et l'autre, qui est séparé du plus grand par une petite colline, se rattache à la barranca de Los Cimientos qui continue vers le Nord. A peu de distance du Rancho, tous les ruisseaux de la partie orientale de la Joya, se réunissent avec le courant principal qui vient du côté N.E. du Picacho del Nevado. Ce picacho del Volcán de Nieve domine, par sa cime formée de roches andésitiques, tout le vaste bassin de la Joya.[1]

Les parties planes de ce bassin sont formées de couches de tufs et de lapillis du Volcan de Colima. Ces couches ont été déposées, directement à leur chûte, où bien les matériaux ont été entraînés plus loins par les eaux.

---

1 Ici la Joya ne signifie pas "Le bijou": c'est une corruption du mot "la Hoya" ou "El Hoyo" nom appliqué à toute cavité dans la terre, un trou.

Nous observons ces couches de tufs, de pierre ponce et de sable dans le petit ravin derrière le Rancho, où sort une petite source (Voir la photographie). Ces produits du Volcan de Colima sont de différentes dimensions, variant entre la poussière et la grosseur d'une noix. Notre chemin continue, depuis le Rancho de La Joya jusqu'à la Puerta de los Colimotes, toujours sur ces mêmes dépôts.

En continuant notre chemin, nous pouvons observer la forme du Nevado. Si on l'examine du Nord, il ressemble à un pic aigu; de ce côté-ci, c'est-à-dire de l'Ouest, on aperçoit sa forme de dos avec deux pics. Les versants E. et O. sont formés de hauts escarpements. Notre sentier suit la pente occidentale.[1]

Le dos s'élève au Nord du Picacho comme le point dominant; et il est séparé par un petite défilé presque inaccessible, d'un autre pic un peu moins élevé que se trouve au Sur. Sur tout le parcours de notre chemin jusqu'à la porte de Los Colimotes, nous pouvons observer qu'il n'y a pas de cratère dans le Nevado:[2] ceci, du reste, peut se reconnaître avec toute sûreté au sommet du Nevado. Mais même à partir de la Porte de Los Colimotes, nous avons déjà une vue assez distincte du massif du Nevado. Nous pouvons apercevoir le grand trou de la Joya, en-

1 Là où le sentier s'approche de la pente occidentale, il y a un endroit au pied du flanc du Picacho, dans lequel, pendant l'hiver et le printemps s'accumule toute la neige qui tombe de la montagne. Cet endroit est connu sous le nom de "Cueva del Diablo" (La Cave du Diable). Cette neige se conserve compacte dans de grands trous formés dans le sol et y dure presque toute l'année. Quand les habitants du pays en ont besoin ils emportent de grands blocs de glace jusqu'à Zapotlan et Tuxpan, où lon s'en sert pour les rafraîchissements.

2 Monserrat et Dollfus l'ont déjà fait observer; Barcena (loc. cit.) croit que le Nevado a de cratère. Dans le journal "Prometheus" N. 846, Jahrg. XVII 14 1906. p. 214. M. Koehler décrit un cratère de 150 m., mais il ne dit pas où se trouve se cratère, ni, si ces 150 m. représentent le diamètre ou la profondeur. Ce n'est pas la seule indication incorrecte et fantastique que nous donne M. Koehler dans sa description.

touré de grands rochers découpés au Nord, mais nous ne pouvons découvrir aucun indice de cratère, et du reste des produits volcaniques manquent complètement. En effet, les tufs et les cendres que l'on rencontre autour de la Joya et du Picacho sont de dimensions tellement réduites, qu'il n'y a aucun doute de ce qu'ils ont été produits par le Volcan de Colima.

L'aspect général du Nevado indique qu'il est un volcan sans cratère ("Vulkanberg ohne Krater," dans le sens employé par Stuebel.[1]) La montagne est formée de différentes couches andésitiques superposées et à une forme assez semblable à celle du Cotocachi. La dépression de la Joya n'est pas un cratère, ce n'est qu'un trou, qui a été formé par l'érosion suivant les fissures et les enfoncements, résultats du refroidissement des masses andésitiques. Nous parlerons plus loin de la ressemblance qui existe entre le Nevado et le Volcán de Colima et le Cotocachi et le Maar de Cuicocha.

A environ 800 m. au-dessous de la Puerta de los Colimotes, sur le versant méridional du Nevado, se dresse le Volcán de Colima. La pente, qui forme avec une inclinaison de 20°-25°, le côté méridional du Nevado, est composée de couches et de bancs d'andésite, ayant un écoulement égal à l'inclinaison du terrain, au moins dans les parties supérieures du Nevado. Dans ces bancs se sont formés des ravins assez profonds; une riche végétation (des pins) couvre toute la partie inférieure de la pente du Nevado, depuis le défilé de Los Colimotes. Ce caractère de la pente peut s'observer depuis le sommet du Nevado en descendant, jusqu'à une élévation de 3,000 m. Arrivé à ce niveau, l'écoulement des bancs

---

1 Alphons Stuebel: Die Vulkanberge von Equador. Berlin 1897, p. 87.

andésitiques change et passe de la direction Sud à la direction Nord. Conformément à l'écoulement des bancs il se produit un changement dans la direction de la pente du terrain, et il se forme ainsi une colline ayant une direction E.O., et plus loin, à l'Ouest, sa direction est O.S.; l'élévation est de 3,000 m. au-dessus du niveau de la mer, sur le flanc méridional du Nevado. Entre cette colline et le penchant du Nevado se sont formés deux ravins, dont l'un s'étend vers l'Ouest et l'autre (origine de la Barranca de Beltrán), vers l'Est (intercolliner Raum).

Le versant septentrional de la dite colline est, en partie, assez incliné, mais vers le Sud, le penchant est formé de rochers escarpés au pied du volcan qui se dresse ici comme un cône de cendres et de lave, sans végétation aucune absolute, de la plaine étroite, la Playa jusqu'à une hauteur de 3,820 m. L'escarpement de la dite colline est formé de courants d'andésite, avec écoulement vers le Nord, comme on peut l'observer de la Playa.[1]

La colline entoure le volcan en partie, bien qu'avec quelques irrégularités, mais sans aucune interruption, et en courant du N.E. par le Nord, à l'Ouest du cône. Entre ces rochers escarpés et la pente du volcan, s'est formée la plaine étroite de la Playa, dont j'ai déjà parlé. Leur sol est formé de tufs de cendres et de sables, dont une partie est tombée pendant les paroxysmes des éruptions, directement sur la Playa, tandis que le reste y a été transporté par les eaux descendant du versant du volcan.

---

1 Au milieu de ces rochers, on rencontre parfois des conglomérats qui paraissent intercalés entre les coulées ; mais réellement ce ne sont que des agglomérations récentes qui se sont déposées dans les cavités de l'escarpement.

Au pied du côté Nord, et principalement du côté N.E. du cône s'étendent maintenant dans la Playa, les restes du courant de lave, qui s'est échappé du cratère secondaire en 1869. Une grande partie de cette lave se répandit vers l'Est et s'étend aujourd'hui comme une langue de blocs sans végétation jusque dans la zone végétale.[1]

Des blocs et des pierres qui ont roulé, des bombes compactes et scorieuses, et des cendres à grain fin ou grossiers couvrent les parties supérieures sur les côtés S.E., S., et S.O. du cône, jusqu'à une élévation de 2,000 m au-dessus du niveau de la mer. Du cratère principal ont débordé, vers l'Ouest, deux coulées de lave (et d'autres au S.O.) dont l'un est arrivé jusqu'au sol de la Playa, tandis que l'autre a recouvert le premier, mais sans arriver jusqu'au pied du volcan (Voir la photographie).

Le cône secondaire de 1869 offre plus d'intérêt. Montserrat et Dollfus mentionnent (l. c.) l'existence d'une cavité dans le cône du volcan près du bord du cratère, mais sans dire de quel côté. Il serait possible que dès 1866, c'est-à-dire 3 ans avant la formation du nouveau cratère, on ait pu déjà noter la cavité, par où la formation qui de 1869, devait se produire.[2] Mais on ne peut réellement assurer ce fait.

Actuellement, la pente uniforme du cône gigantesque sur son versant N.E., est interrompue par la formation du cône secondaire. Sur les cheminées secondaires, il s'est formé une crête de laves andésitiques avec deux cimes. Cette crête suit une direction presque radiale sur le cône du volcan. La cime, qui est la plus distante du grand

1 Il n'y a que quelques lichens et des mousses, qui croissent au milieu de ces pierres, et dans des endroits humides et protégés contre le vent on trouve une pauvre végétation de graminées.

2 Voir Barcena, l. c., qui, lui aussi, mentionne cette possibilité.

cône, est aussi la plus haute et son élévation est de 3.530 m. Entre le cône principal et la crête se trouve un petit passage, à 350 m de distance de la cime du Volcán. Par les cratères de cette crête qui, aujourd'hui, ont disparus à la suite d'enfoncements et de l'érosion, sortirent les blocs de lave qui, à 150 m des cratères s'étendent dans la Playa. La structure de ces courants, qui forment une sorte d'éboulement de blocs compacts et scorieux, leur étendue et la forme de la superficie qu'ils couvrent, présentent un certain intérêt. Au N.E. du Volcán, à l'endroit où la lave atteint la colline escarpée du penchant du Nevado (ce point est connu sous le nom de Ocote del Lindero), nous observons que le bord du courant a une forme semblable à la crête d'une vague, ce qui est d'autant plus remarquable que, près du cône secondaire (d'où est parti le courant), il y a une grande dépression dans ce courant. L'explication que l'on peut donner sur la formation de cette crête et de la dépression qui s'observe derrière, est la suivante: La lave durcit, comme on le sait, très rapidement à la surface, tandis que la partie intérieure conserve longtemps leur haute température, surtout à cause de la croûte superficielle qui est un mauvais conducteur de la chaleur. La lave, sortant continuellement du cratère par le même conduit, augmenta avec le temps la pression de l'intérieur du courant (qui forma ainsi une espèce de tuyau) jusqu'au moment où la croûte durcie ne pouvait plus résister. Cette croûte creva au point le plus bas du courant (par suite de la pression plus forte exercée en cet endroit), et du premier courant est sorti un courant secondaire, tandis que sous la croûte superficielle du premier il se formait un espace vide. En raison de son poids et du refroidissement la croûte s'enfonça ensuite,

formant la dépression dont nous avons déjà parlé, et située derrière le haut bord du courant. Dans la Playa nous pouvons apercevoir ce courant secondaire sous la forme d'une langue de lave. Ce courant secondaire sort du point le plus bas du courant principal et au-dessus nous voyons la dépression qui est comme l'impression de la parti basale du courant secondaire.

Pour arriver aux cratères, nous pénétrons dans le courant de lave du cône secondaire près de l'Ocote del Lindero, c'est-à-dire à l'endroit où il s'approche le plus à la colline, au N.E. du Volcan. Nous traversons ce chaos de blocs fragiles, qui sont en partie couverts de poussière blanche provenant des bombes (de pierre ponce) qui sont tombées sur ces blocs en s'y brisant, pour arriver après au pied du cône secondaire. Sur la pente très accentuée que nous recontrons, il n'y a pas de lave en blocs, car elle n'y a pas pu s'y arrêter à cause de la forte inclinaison. Le massif de ce cône est formé d'une andésite compacte d'hypersthène et il est recouvert de cendres et de blocs détachés qui se meuvent facilement. Vers le tiers de la partie supérieure du cône s'échappent des exhalations de vapeur qui vont en augmentant jusqu'à la cime de la crête. Ce ne sont que des vapeurs d'eau dont la température est d'environ 80°. Aucune odeur de H_2S ni de SO_2 ne s'y fait sentir, bien que l'on rencontre de légères couches de soufre de couleur rouge et jaune, qui recouvre les parois des blocs au milieu desquels s'échappe la vapeur de ces fumerolles sans bruit.

Il n'y a pas de cratère sur la crête du cône secondaire. Cette crête est formée de grands blocs, sans superficie scorieuse et composée entièrement d'andésite compacte à hypersthène, augite et amphibole de couleur grise. Il n'y a que trois entailles, de profondeur différente, qui

coupent la crête dans une direction verticale à la direction N.E.; peut-être ces coupures indiquent elles des bouches d'éruption.

Entre le cône secondaire et le principal, se trouve un petit passage vers lequel s'abaisse la crête du cône secondaire en rochers escarpés d'environ 80 m. Les exhalations de vapeur sont rares dans cet endroit, bien qu'au milieu des blocs on rencontre des fissures avec une température très élevée, de 60 à 90°. En outre, sur les parois de ces fissures se déposèrent des couches peu épaisses de soufre de couleur rouge et jaune.

La pente du cône principal, au-dessus de ce petit passage, est formée de cendres et de sable, avec une inclinaison uniforme de 35°, interrompue par quelques blocs et bandes de roches andésitiques. L'ascension par cette pente est moins périlleuse que pénible à cause de la couche de cendres et de sable détachés.

Au milieu de ce que l'on appelle les bandes rocheuses, s'observent de nombreuses fumerolles sans grande intensité. On y ressent aussi une odeur de SO_2. Sur les parois des fissures le soufre se dépose en couches peu épaisses. L'odeur augmente et se fait sentir d'une manière de plus en plus désagréable à mesure que l'on gravit le cône.

Des roches compactes et scorieuses, superposées en différentes couches, forment la partie supérieure du cône, sur les côtés E., N.E., et O. du volcán. Les couches du N.E. et de l'E. se réunissent plus haut, et sont les restes d'une seule couche qui couvrait antérieurement le côté N.É. et E. mais qui a glissé en grande partie. Ce plissement a dû se produire avant 1869, parce que dans le défilé entre le volcán et le cône secondaire, les fragments de ce courant énorme ne se trouvent pas en

quantité suffisante pour correspondre à la masse gigantesque qui glissa.

Maintenant, les restes qui ont été retenus très haut dans le volcán forment une sorte de grand demi-cercle qui entoure le cône secondaire dans la partie supérieure du cône principal. La partie la plus élevée de ces roches est moins inclinée et elle est couverte d'une couche mince de cendres et de sable humectés par les vapeurs d'eau qui s'échappent, par de petites fissures. Celles-ci suivent parallèlement le bord du cratère: ce bord surplombe plus ou moins et semble avoir la tendance de se détacher et de tomber dans le cratère. Aussi est il nécessaire de s'approcher de ce bord avec précaution, car bien que le cratère n'ait plus la profondeur énorme que lui attribuent Montserrat et Dollfus, néanmoins l'orifice en est encore assez profond et effrayant.

Si nous nous avançons jusqu'au bord du cratère, nous observons que le rebord présente un rocher perpendiculaire d'environ 20 à 30 m, au fond du cratère. Ce rocher montre la superposition de trois couches différentes: les deux couches inférieures sont de l'andésite compacte, tandis que la supérieure est composée de scories.

La forme elliptique décrite par MM. Montserrat et Dollfus ne s'est conservée qu'en partie: Un grand demicercle entoure la bouche du volcán au Sud, à l'E. et au N.; ce demi-cercle présente des portes au S. et au N., et ces portes se trouvent à une distance de 150 à 200 m,[1] l'une de l'autre.

Au mois de Février 1906, quand je fis mes observations,

---

1 Montserrat et Dollfus estiment á 500 m le diamètre du cratère; mais le dessin qu'ils en donnent et qui accompagne leur travail, n'est pas d'accord avec la description: dans le texte, ils donnet 50 m de diamètre au fond du cratère, et dans le dessin la relation entre ce diamètre et celui du cratère n'est pas exacte.

on ne pouvait pas voir beaucoup de l'entonnoir du cratère. Cet entonnoir, est rempli de lave scorieuse à surface hérissée et chaotique (Gekroeselava), qui déborda par le bord occidental du cratère pour descendre par la pente O. jusqu'à la Playa.

La partie O. de la cime du Volcán, formée par cette lave, est plus élévée que le rebord E. du cratère. La lave dans le cratère, s'est enfoncée.

La lave est une "Gekroeselava" une lave chaotique caractéristique ("pahoe-hoe") fracturée, rude et très rugueuse, sur laquelle se sont répandus des blocs de lave de formes très bizarres, produits ou sortis de crevasses dans la lave durcie superficiellement. Cette partie obscure du cratère présente un aspect sauvage et chaotique, et cet aspect est encore plus étrange en hiver, à cause de la neige qui se trouve dans les crevasses de la lave, tandis que dans la zone, où la lave s'unit avec la roche du flanc du cratère, s'échappent des nuages de vapeur chaude.

Les fumerolles n'existent pas seulement dans le cratère, mais aussi, comme je l'ai déjà indiqué, sur toute la partie supérieure du cône. Leur nombre et leur intensité augmentent encore sur le flanc septentrional, au-dessous du passage. Je n'ai pu trouver d'autres gaz que HCl et SO_2. La température des vapeurs d'eau, le produit prédominant des fumerolles, est de plus de 85°.

Si de ce point élevé nous examinons les environs, nous apercevons au pied S.S.E. 3 mamelons couverts d'arbustes et que le peuple appele "Los Hijos del Volcán "Les Fils du Volcán." L'origine de ces trois collines est différente de celle du cône secondaire sur le flanc N.E. du Volcán. Les parties inférieures sont grossies par des courants de lave. Les parties plus élevées n'ont pu s'arrêter

sur la pente rapide du Volcán et se sont accumulées à son pied qui est moins incliné. Enfin l'érosion a détruit tous les restes supérieurs de sorte qu'il ne resta que les trois mamelons "Les fils du Volcán," au pied du cône.

A l'Est au pied du Volcán de Colima s'étend la vallée du Río Coahuayana ou de Tuxpan. Des alluvions, principalement de produits volcaniques forment une plaine peu inclinée, mais ayant une altitude 1,000 à 1,300 m au dessus du niveau de la mer. La rivière coule dans un ravin de 300 m de profondeur. Dans une gorge de ce ravin, nous voyons la formation de la plaine ou plateau secondaire "Talterasse" du Platanar qui occupe une hauteur moindre que les alluvions primaires, par où passe la dite barranca ainsi que cela de Atenquique (plus au N.) et cela de Beltrán (près de la Hacienda de San Marcos). Ces deux ravins prennent leur origine dans les hauts contreforts du Nevado.

De l'autre côté de la barranca de Coahuayana s'étendent les nombreuses sierras de l'Etat de Jalisco et de Michoacán, quelques-unes de ces montagnes sont d'origine éruptive, mais la plus grande partie est formée de sédiments du Crétacé moyen et inférieur. Ces sierras s'étendent vers le Sud, et sont séparées du Volcán par la grande et fertile Llanura de Colima.

Au S., S.O., et en partie à l'O., nous apercevons la côte du Pacifique dont le Volcán est séparé par une distance de 22 km.

A l'O. et au N.O., différentes chaînes se suivent l'une derrière l'autre. Entre cette région montagneuse et le Volcán, s'étend la plaine du Río de la Almería, qui forme la continuation de la Plaine de Colima.

Au N. seulement, le cône se réunit au massif du Nevado et forme ainsi la dernière élévation de la Sierra du

Nevado qui, plus au Nord, se joint à la Sierra de Tapalpa, bien connue pour ses mines. La Sierra del Nevado est formée de roches éruptives et prend un caractère plus moderne à mesure qu'elles s'étend davantage vers le Sud.[1]

Ne pourraît-on pas supposer que les éruptions actuelles du volcán de Colima proviennent d'un foyer très périphérique qui se trouve peut-être dans le massif même du Nevado?

Deux régions éruptives au voisinage de la Sierra del Nevado paraissent être indépendantes du volcán de Colima. L'une se trouve au N.O. du Volcan, dans la plaine du Río de la Almería où se dressent deux cônes avec cratères très bien conservés et des courants de basalte assez étendus. L'autre, le Pedregal ou Malpais de Huescalapa,[2] à 4 km au Sud de Zapotlán: s'aperçoit en descendant du Nevado. C'est un courant étendu (1 km) de lave basaltique qui recouvre le sol de la vallée sous la forme d'une couche à surface très rugueuse. A peu près vers le centre s'élève l'Apastepetl (nom indigène qui signific "montagne en forme de cuvetta").

Cette montagne est composée de cendres, de scories (tezontle) et de tufs. Le cône ne présente aucune coulée de lave. Ce volcan a cinq cratères: il est probable que

1 Dans la Sierra de Zacoalco (Partie septentrionale de la Sierra de Tapalpa) on rencontre de la diorite à augite; mais au Sud, entre Sayula et le pied du Nevado, la Sierra est formée d'andésite à amphibole et à pyroxène; le Nevado présente la même roche, mais l'amphibole est plus corrodée. Presque toujours ce minéral est réabsorbé dans l'andésite du volcan et on ne peut y trouver que quelques fragments corrodés de l'hornblende brune.

2 A l'Ouest de l'Hacienda de Huescalapa, au pied peu incliné du Nevado et près de la Rancheria "Las Canoas," au milieu des alluvions de la vallée, se trouve un trou circulaire de 50 à 60 mètres de profondeur avec un diamètre d'environ 70 m que les habitants du pays appellent "Tlalcoyunque" (tlacoyunqui, mot indigène qui signifie "terre perforée"). Ce trou, aux parois escarpées, est un entonnoir d'enfoncement local comme les "Dolines" aux alentours de Karst (Autriche).

pendant la première époque d'activité l'Apastepetl ne poduisit que des courants de basalte, tandis que vers la fin il y eut des éruptions de tufs et de cendres qui s'accumulèrent autour des cheminées. Avec ces éruptions s'est éteint la force intérieure du foyer d'Apastepetl.

Il nous reste à décrire l'activité actuelle du Volcán de Colima. Les éruptions qui commencèrent au mois de février 1903, diminuèrent au mois de mai de la même année et le volcán entra alors dans une période de peu d'activité. Le cratère principal est bouché par la lave des dernières éruptions; les cratères secondaires sont détruits et paraissent obstrués. Les fumerolles seules, qui présentent en général peu d'intensité dans leur action, produisent dans des intervalles irréguliers, de grandes quantités de vapeur, parfois même une nuée immense et pittoresque au bord du cratère. Le vent (du S.O.)[1] emporte presque toujours cette nuée vers le N.E. Souvent ces produits gazeux du volcán couvrent pendant toute là journée le ciel que le matin était sans nuages.

Il est à remarquer que le Volcán de Colima a produit relativement très peu de lave, ce qui a fait naître la fausse idée que le Colima n'a jamais produit de lave "parce que son altitude au-dessus du niveau de la mer est trop grande." Les habitants croient que si le Volcán rejette tant de vapeur, c'est parce qu'il se trouve en communication directe avec la mer. Ils croient en outre que tous les tremblements de terre—et ils sont nombreux dans le Sud de l'Etat de Jalisco ainsi que sur toute la côte du Pacifi-

1 L'effet de ce vent prédominant (S. O.) pendant les dernières éruptions paroxysmiques du Volcan s'observe très-bien aux pentes du Nevado. Dans une zone, qui s'étend au N.E. depuis le Volca , dans la direction de Zapotlán, ou rencontre beaucoup d'arbres morts, dépouillés de leurs branches. C'est dans cette direction, que l'on trouve les bombes les plus grandes et aussi les plus nombreuses.

que—sont causés par le Volcán de Colima et le Ceboruco.

Sur la géologie des environs du Volcán de Colima, on ne peut encore rien dire parce nous ne savons que peu de choses sur la géologie de la région.

Au Mexique, on rencontre plusieurs fois la combinaison d'un volcán sans cratère ("Vulkanberg ohne Krater" d'après Stübel) ayant une direction N.S. avec un autre volcan avec cratère ("Kratervulkan") situé dans les contreforts du premier, et qui n'est pas encore complètement éteint. Au type "Nevado—Volcán de Colima" appartiennent les groupes "Ixtaccihuatl—Popocatepetl" et "Cofre de Perote—Orizaba." Tous ces groupes offrent une ressemblance particulière avec le groupe "Cotocachi (volcán san cratère)—Cuicocha (lac de cratère ou Maar) dans l'Equateur, décrit par Stübel.

PETROGRAPHISCHER TEIL.

Angeschlossen an diese petrographische Ubersicht findet sich eine Reihe von Analysen[1] und Analysenberechnungen, aus welchen wir die chemische Zusammengehörigkeit der Gesteine des Volcán de Colima und des Nevado deutlich ersehen.

In Betracht kamen folgende recht gut erhaltenen Stücke:

1. Volcán de Colima, östlicher Kraterrand, mittlere Lage. Hyalopilitischer Hypersthen -, Augit -, Hornblende-Andesit.

Dunkelgraues, rauhes, etwas poröses Gestein mit nicht

1 Ausgeführt von Dr. V. von Vigier im chemischen Laboratorium des Instituto Geológico Nacional de México.

sehr deutlich ausgeprägter porphyrischer Struktur. In dunkler Grundmasse liegen schlechtausgebildete, gelbliche Feldspatkrystalle und in geringerer Menge gestreckte, dunkle Pyroxenprismen. Das Gestein zeigt rötliche Verwitterungsflecken. Unter dem Mikroskop deutlich porphyrische Struktur mit hyalopilitischer Grundmasse. Einsprenglinge: Erz in Körnern, basaltische Hornblende in Fragmenten, stark corrodiert und mit auffallendem Magnetitsaum. Teilweise ist die Amphibolmasse gänzlich reabsorbiert, dann erscheint nur mehr ein von einer Magnetitwolke umhüllter opaker Kern. Augitkörner seltener und kleiner als der Hypersthen, der teils in wohl ausgebildeten, nur randlich etwas corrodierten Leisten, teils in zerbrochenen Krystallen sich findet. Dichroismus deutlich *c* graugrün, *a* und *b* gelbgrün-rötlichgelb. Plagioklase (Oligoklas-Bytownit) zonar struiert, häufig zerbrochen, mit ziemlich reichlichen Einschlüssen unter anderen (Apatit) auch von trübem Glas. Grundmasse: (Oligoklas) - Andesin - (Labrador) - leistchen und - prismen, verbunden durch wenig trübes Glas.

2. Volcán de Colima, N.O. Fuss. Strom des Adventivkraters von 1869. Hyalopilitischer Hypersthen-, Augit-, Hornblende - Andesit.

Rauhes aber compaktes Gestein von grauer Farbe und deutlich pophyrischer Struktur. In dunkelgrauer dichter Grundmasse liegen sehr viele kleine Plagioklaskrystalle und Körner, häufig sind auch dunkle Krystalle und Krystallgruppen von Pyroxen mit glänzend schwarzen Flächen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich eine deutlich porphyrische Struktur mit hyalopilitischer (etwas trachytoider) Grundmasse. Einsprenglinge: Erzkörner; basaltische Hornblende, oft nur mehr in Resten, immer aber

stark corrodiert und mit deutlichem Magnetitsaum; Hypersthen und Augit, in ziemlich gleicher Menge, ersterer besser begrenzt und in Prismen, letzterer in Körnern und häufig verzwillingt. Plagioklas (Bytownit-Andesin) teilweise mit reichlichen, grössteils unregelmässigen Einschlüssen von Grundmasse mit Erz. Gewöhnlich zeigen die Plagioklase Zonarstruktur und feine Zwillingsstreifung. Randlich sind sie stark corrodiert und ausserdem vielfach zerbrochen. In der Grundmasse von trübem Glas schwimmen Labrador-Oligoklasleisten in fluidaler Anordnung, ausserdem Erzschlieren und sehr wenig kleine Augitkörnchen.

3. Compakte Bombe vom Volcán de Colima, gefunden am Ocote del Lindero. Hyalopilitischer Pyroxen-Andesit.

Compactes, dunkles Gestein von deutlich porphyrischen Charakter. In dunkler glasiger Grundmasse sieht man Feldspateinsprenglinge in reichlicher Menge. Unter dem Mikroskop zeigt sich wieder dieselbe hyalopilitische Struktur der sehr dunkeln und glasreichen Grundmasse (Andesinnadeln und Augitkörnchen). Als Einsprenglinge finden sich Hornblende, Augit, Hypersthen und Plagioklas. Alle Krystalle sind stark corrodiert, Augit ist reich an Interpositionen und umhüllt den Hypersthen.

Ein Gestein, das diesem sehr ähnlich ist, bildet eine Lage der südlichen Felsabstürze des Ocote del Lindero.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines einer Bombe ist von den Gesteinen des Vulkans und des Nevado ziemlich verschieden, infolgedessen wurde die Analyse auch nicht in die Berechnung des chemischen und des Formel - Mittels einbezogen.

4. Gestein vom Gipfel des Nevado de Colima. Nicht mehr ganz frisch. Hyalopilitischer Augit - , Hypersthen - , Hornblende - Andesit.

Rauhes Gestein von grauer Farbe und deutlich porphyischer Struktur. In dunkler, trüber Grundmasse liegen trübe Plagioklaskörner und-prismen, in bedeutend geringerer Menge Pyroxenkörner, die grün verwittern. Stellenweise tritt der dunkle Gemengteil noch mehr zurück, und dann beobachtet man nur seltene Pyroxen- und Hornblende-stäbchen. Im Dünnschliff zeigt sich deutlich porphyrische Struktur mit hyalopilitischer Grund masse. Als intratellurische Eisprenglinge treten Erzkörner, basaltische Hornblende, Augit-körner und- fragmente mit schwachem Dichroismus, wenig Hypersthen in Prismen und Plagioklas (Bytownit—Labrador—Andesin) in grösstenteils zerbrochenen, grossen Krystallen mit Zonarstruktur und vielen Einschlüssen, die diesen Zonen folgen, auf. Auch die Hornblende enthält viele Interpositionen und ist randlich stark corrodiert und mit dunklem Magnetitsaum umgeben. In trüber, glasiger Grundmasse liegen Plagioklas (Oligoklas)-leisten, wenige Augitkörner und Erz.

5. "Rancho" zwischen "La Joya" und der Hacienda Huescalapa, am Wege längs der Wasserleitung. Massiv des Nevado. Pyroxen—Andesit.

Graues, ausgesprochen porphyrisches Gestein, etwas porös. In grauer Grundmasse liegen gelbliche Plagioklaskrystalle und wenig Pyroxene. In den Poren und Hohlräumen finden sich winzige Zeolithen. Unter dem Mikroskop bemerktman die hyalopilitische Struktur der Grundmasse, die mit den leistenförmigen Plagioklaseinsprenglingen fast den Anschein trachytischer Struktur erzeugt. Als Einsprenglinge treten wenige Augit- und Hypersthenkrystalle auf, deren Menge gegenüber der der Feldspate verschwindend ist. Die Plagioklase (Bytownit-Andesin) sind fast durchwegs leistenförmig

ausgebildet, einschlussfrei und klar. Die frühere Anwesenheit der Hornblende wird häufig nur mehr durch Magnetitwolken mit opakem Nukleus wahrscheinlich. In der trüben glasigen Grundmasse liegen winzige Plagioklasnädelchen, Erz und wenig Apatit.

6. "Piedra Rara" am Weg Zapotlán—La Joya. Massiv des Nevado. Hyalopilitischer Augit-, Hypersthen-, Hornblende - Andesit.

Das Gestein wechselt stark in Farbe und Struktur. Gewöhnlich ist es gelblichgrau, rauh, dicht oder porös ohne deutlich porphyrischem Charakter. Unter dem Mikroskop zeigt sich eine hyalopilitische Struktur der Grundmasse mit mehr oder weniger Glas, in der Plagioklase, wenig Hypersthen, und etwas mehr Augit, Hornblende nur mehr in Spuren, aber angedeutet durch dunkle Magnetitwolken mit opaken Kern, sich finden. Hin und wieder tritt auch Fluidalstruktur auf und windet sich besonders gerne um die dunklen Gemengteile. Die Einsprenglingsfeldspate (Bytownit — Andesin) sind reich an Enschlüssen, sind aber nicht in jedem Schliff vorhanden.

7. Hacienda Providencia am Nordfuss des Nevado von Colima. Hypersthen -, Augit - Andesit. Hyalopilitische, fast trachytische Struktur.

Graues, ziemlich dichtes Gestein mit nur wenigen Einsprenglingen von Pyroxen. Mikroskopisch trachytische Struktur. Die Hornblende scheint vollständig zu fehlen, Hypersthen tritt in grössern Krystallen selten auf, Augit ist häufiger. Er erscheint in dunkelumsäumten (Magnetit) Körnern. Plagioklas (Anorthit—Labrador) in langen Leisten und Nadeln hat unscharfe Umrandung. In der Grundmasse von vorwiegendem trübem Glas liegen winzige Feldspatnädelchen und Augit-

fragmente. Erz findet sich hier fast nur randlich am Augit und als Produkt der Umwandlung dieses Minerals.

Zum weiteren Vergleich obiger Gesteine sind die beiden Analysen 1 und 2 in I. zusamengezogen, weiters aus 4, 5, 6 und 7, das Mittel II. berechnet. Aus I und II ergibt sich dann III, das Mittel aus allen Analysen 1—7 mit Ausnahme der Analyse 3.

8. Löchriger Plagioklasbasalt vom Apastepetl.

Es ist ein löchriges, sonst aber fast ganz dichtes Gestein in dem nur einige Olivinkrystalle mit freiem Auge erkennbar sind. Unter dem Mikroskop zeigt sich seine hyalopilitische Struktur. Als Einsprenglinge findet sich Augit in Körnern oft zu Gruppen vereinigt, seltener Olivin in Körnern und Krystallen und vorherrschend leistenförmiger Plagioklas (Bytownit—Labrador) mit Glaseinschlüssen. In der dunklen glasigen Grundmasse liegen fluidal kleine, klare Plagioklasnädelchen und -leisten, ausserdem wenige Augitkryställchen.

9. ist ein körniger, quarzhaltiger Augit-Glimmer Diorit aus der Sierra südwestlich von Zacoalco.

Sowohl der petrographische wie auch der chemische Befund der Gesteine 1—7 zeigen uns zwei wichtige Tatsachen:

A. Der Volcan von Colima hat bisher immer sehr ähnliche Gesteine gefördet (1, 2 und 3). Es stammt also wohl das Magma aus einem kleinen, ziemlich unbedeutenden Herd.

B. Auch der Nevado und die Bergkette nördlich davon ist aus einem Pyroxen-Andesit aufgebaut, der sich von dem Pyroxen-Andesit des Vulkans auffallend wenig unterscheidet.—Ein bemerkenswerter Unterschied besteht darin, dass die Andesitlaven des Vulkans (allerdings stark corrodierten) Amphibol enthalten, während

in dem Gestein des Nevado und der nördliches Kette die Hornblende grösstenteils reabsorbiet wurde.

Demnach stammen die Gesteine des Vulkans aus demselben Herd wie die der Sierra des Nevado. Nichts spricht dagegen, dass die heutigen Ergüsse des Colima von einem sehr periferen, secundären Herd des Nevadomassiv selbst stammen.

Der Basalt des Apastepetl ist ein Plagioklasbasalt, der sich von den Gesteinen des Volcán de Colima durchaus unterscheidet. Ein zur Zeit der Bildung des Apastepetl bestehender Zusammenhang des basaltischen Herdes mit dem des Nevado ist sehr unwahrscheinlich, trotz der geringen Distanz der beiden Bildungen.

Der Augit-Diorit von Cofradía lässt sich vorderhand noch nicht in genetischen Zusammenhang mit der Andesit des Nevado bringen: dafür sind noch eingehende Studien nötig.

H_2O (105°)
H_2O bei Rg
Cl …………
P_2O_5………
Si O_2………





Fig. 1——Dépôts stratifiés de cendre près du Rancho de la Joya.



Fig. 2——Le cratère du Volcan de Colima.



Fig. 3 —Volcan de Colima avac le cône adventif.
(Du devant la coulée de 1869)



Phot. P. Waitz

Fig. III. Le Volcan de Colima vu du Nord.


UNIV. OF MICH.

XIV

(EXCURSION DU NORD).



LES CRATÈRES D'EXPLOSION

DE

VALLE DE SANTIAGO

PAR

E. ORDÓÑEZ.

LES CRATÈRES D'EXPLOSION DE VALLE DE SANTIAGO.

PAR M. EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

Dans un coin de la fertile plaine du Bajío arrosée par la rivière de Lerma, et au voisinage de la ville de Valle de Santiago, il existe un petit groupe de cratères d'explosion.

La région est d'autant plus remarquable que les dits cratères, la plupart de dimensions considérables, sont très près les uns des autres, puisqu'ils occupent seulement une surface d'un peu plus de vingt kilomètres carrés. Presque sur une ligne de 12 km. de longueur, oriéntée N.N.W.-S.S.E. sont distribués les plus grands cratères; mais il ne semble pas que cet alignement obéisse à des causes d'ordre tectonique, du moins, que nous puissions découvrir, dans ce terrain envahi, dans sa totalité, par des matériaux volcaniques cinéritiques. D'ailleurs, quelques autres cratères hors de cette ligne, contribuent à diminuer la valeur hypotétique d'une orientation définie de ces appareils volcaniques, par des évènements géologiques verifiés auparavant.

Lors de notre première visite, en 1900,[1] à ce magnifique groupe de jeunes volcans, brusquement créés et promptement éteins, nous avons été frappés de quelques faits, constamment observés ailleurs, dans des volcans du même type, soit, entr'autres: l'immobilité du terrain autour de ces énormes orifices, pendant l'éruption, montrant que toute la force nécessaire à leur formation reste appliquée à eux seuls; la non correspondance entre le volume de matériaux projetés et les dimensions des cavités cratériques, c'est à dire que le volume bien restreint de matériaux arrachés au sol, oblige à placer l'origine de l'explosion à une distance insignifiante de la surface, toute fois aussi que l'explosion ne nous emporte que des morceaux de roches à peine cachées par les couches de dernière formation; enfin que ces volcans d'explosion, sont toujours en connexion plus ou moins directe avec des volcans plus grands et plus vieux, au milieu des vastes régions d'histoire volcanique prolongée.

Si voisins qu'ils soient des volcans plus importants, nos cratères d'explosion sont nés dans des plaines ou bassins lacustres qu'ils ont contribué à dessécher et à élever avec des matériaux cinéritiques, par eux projetés. Ainsi, la plaine du Bajío est couverte de sédiments tufacés déposés très régulièrement, recouverts près des

---

1 Pour de plus amples renseignements sur les cratères d'explosion mexicains, nous renvoyons les lecteurs à nos petits mémoires suivants:

Les volcans de Valle de Santiago. Mem. Soc. Alzate T. XIV. 1899-1900.

Les cratères de Xico. Bol. Soc. Mex. T. I, 1905.

El Xalapazco de Tacámbaro. E. Ordoñez y P. O. Rubio. Bol. Soc. Geol. Mex. T. II. 1906.

Sobre ejemplos probables de tubos de erupción. Mem. Soc. Alzate T. 22. 1906.

Los Xalapazcos del Estado de Puebla. Parergones Inst. Geol. Mex. Nos. 9, 10. 1905-1906.

Voir aussi:

E. Böse.— Sobre la independencia de los volcanes de grietas preexistentes. Mem. Soc. Alzate. T. 14, 1899.

montagnes par des coulées de laves, et par des tufs d'explosion. De façon identique, les bassins du N.E. de Puebla, semés de cratères, sont remplis de couches de tufs déposées sous les eaux et intercalées d'alluvions; enfin, les cratères d'explosion du bassin de Mexico, vinrent s'élever au milieu d'un lac relativement profond. Pourquoi donc, en raison de ces coïncidences, ne pas songer à admettre une participation des eaux superficielles dans la production des explosions? Quelques auteurs en ont déjà indiqué la possibilité, preuve que les exemples en sont assez fréquents.

Presque toute la région Sud de la plaine du Bajío est circonscrite par des montagnes relativement elevées; aussi les cratères d'explosion sont ils encadrés dans des paysages volcaniques, comme il résulte de la forme des ces montagnes.

Une chaîne, semée de plusieurs grands cônes, et venant de l'Ouest, s'avance dans la plaine, séparant à moitié le Valle de Santiago, du grand lac de Yuriria, qui est si proche à l'Est, de la rivière de Lerma et si bas le bord de son bassin de ce côté, qui bien souvent leurs eaux se mèlent pendant la saison des pluies.

C'est presque du bout de cette chaîne, surmontée ici d'un cône appelé "La Batea," d'où part, vers le N.W., la trainée des cratères d'explosion, quelques uns vraiment situés dans ses flancs.

La plaine est coupée, à l'Est, par un cône superbe, de 1000 m. de hauteur au dessus de la plaine, "le cerro de Culiacán"[1] formé de nombreux casquets de lave basaltique superposés, sortis d'une bouche qui est demeurée obstruée par la lave de la dernière éruption; il paraît

1 El Cerro de Culiacán. Bol. Soc. Geol. Mexicana, T. II, 1906.

que ce volcan ne donna jamais d'éruptions explosives pour le former un cratère de débris.

Nous avons à passer en venant de Salamanca, par un groupe de collines basaltiques et andésitiques et de cônes, en partie détruits. Ces éminences isolées abondent dans le Bajío, et pour n'en mentioner que quelques autres que nous avons en vue en arrivant à Valle de Santiago, nous citerons: au S.W. le Parangueo, au pied duquel s'est formé un beau cratère d'explosion; et au N.W., le Cerro du Rincón, avec un autre cratère d'explosion creusé sur la ligne dont nous avons parlé ci-dessus.

Malheureusement, nous ne pourrons examiner, dans notre visite, que trois ou quatre des cratères d'explosion; mais, pour mieux saisir leur situation relative, nous donnons, ici, un croquis de l'ensemble, le même qui accompagna notre premier mémoire. Le dessin a quelques fautes; les distances ne sont qu'aproximatives.

De la plaine de Valle de Santiago, qui est à 1750 m. au dessus du niveau de la mer, s'élèvent à des hauteurs modestes les bords des cratères, avec des pentes souvent très douces et régulièrement sillonnées. Le groupe est composé de onze cratères d'explosion de forme à-peu-près circulaire; le plus petit (Solis), qui est plutôt un simple effondrement qu'un cratère, a un diamètre de près de 450 m., et le plus grand, celui de Santa Rosa, ébréché par l'érosion, et envahi, à moitié, par le talus d'un cratère plus jeune (Le Rincón), atteint plus de 2 km. de diamètre. C'est le même diamètre, à-peu-près qu'a le cratère-lac de Parangueo. Dans la plupart des cratères, la profondeur ne dépasse par beaucoup celle de la plaine environnante; mais, dans ceux qui ont leur fond un peu plus bas, ils se couvrent d'une nappe d'eau claire, d'une belle couleur bleu-verdâtre. Le niveau des eaux est, dans

tous, peu différent et cela dépend seulement de la faible inclinaison des couches du sol, c'est à dire que les cratères prennent les eaux de la nappe souterraine étendue sous le sol poreux volcanique qui couvre toute la contrée.

Les cratères-lacs sont au nombre de quatre: L'Alberca, situé presqu'aux portes de la ville de Santiago et celui de Zíntora; (les deux qu'il nous est permis de visiter) au nordouest, le cratère du Rincón et à l'Ouest, celui de Parangueo; les autres à fond aplani, sont couverts de terres arables ou sont hérissés de monticules de brèches et de petits épanchements de lave. Dans tous les cratères, les progrès de l'érosion ont rendu les bords très inégaux; leur diamètre s'est agrandi, en même temps, que leur profondeur a diminué.

Tous les cratères d'explosion ont la même constitution. Ils se lèvent de la plaine composés de couches de tufs basaltiques, avec des inclinaisons rayonnantes autour de l'orifice, tant vers l'intérieur que vers l'extérieur, (quaquaversale), le talus des pentes correspondant souvent à celui des bancs de tufs. Les couches sont d'épaisseur variable, depuis quelques centimètres, parfois à grain très fin, d'une couleur gris jaunâtre ou gris.

Les tufs fins, se composent, tels que le microscope les révèle, de particules fines de verre et de petits fragments des cristaux des minéraux caractérisques du basalte: de labrador, d'augite, d'olivine, tandis que les tufs, composés de particules plus larges, discernables à l'œil nu, sont de véritables agrégats de lapilli ou de sable volcanique, où chaque particule montre déjà la composition de la roche même.

Retenus dans le masse des tufs, on voit souvent, dans quelques cratères, de nombreux et grands morceaux de

lave basaltique; quelques fois, des graves d'andésites, qui arrachés du sol, pendant l'explosion, sont venues tomber au milieu des tufs, parfois à des distances beaucoup plus grandes que l'enceinte cratérique. Les morceaux ronds d'andésites appartiennent aux lits de graviers intercalés dans les tufs lacustres, à peu de profondeur.

Comme nous l'avons dit plus haut, les couches des tufs d'explosion, dans l'intérieur des cratères, se trouvent jusqu'au niveau de la plaine environnante; et, dans ceux qui sont plus profonds,—les cratères-lacs,—on voit, dans leurs parois, les matériaux du sous sol, avec une régularité si parfaite dans leur disposition, qu'il n'y a lieu de supposer aucun déplacement par la force de l'explosion. Dans la plupart de ces cratères profonds, ce qui frappe d'abord dans leur parois ce sont les bandes de roche basaltique noire, renfermées, près des tufs d'explosion, entre des couches de tufs jaunes. On a de suite l'idée que ces bandes sont les tranchées de coulées de laves, qui sont descendues par les pentes des montagnes voisines, vrais malpays, dont les extrémités se reconnaissent encore aux environs et à l'extérieur de quelques cratères, où les tufs qui les recouvraient autrefois ont été enlevés par les eaux. Ces malpays, à demi-couverts, sont indiqués, dans notre croquis. Généralement, la base d'une coulée de laves touche le niveau des eaux, comme on le verra dans les deux cratères-lacs que nous visiterons: l'Alberca et Zíntora. Dans le premier, il paraît, qu'ils s'agit seulement d'une coulée, quoique l'on voie, par places, des masses de lapilli intercalées; tandis que, dans celui de Zíntora, il y en a plusieurs, separées par des masses de lapilli que forment de talus entre les parois verticales de roche dure. L'inclinaison des coulées

de même que la différence d'épaisseur, sont assez claires pour reconnaître la direction qu'a suivi le mouvement de la lave.

Dans quelques cratères dont le fond n'atteint pas le niveau des eaux phréatiques, le comblement n'a pas été fait par éboulement, mais par des matériaux apparus pendant une éruption, qui eut lieu après l'explosion; c'est de la lave, compacte ou spongieuse, qui s'est épanché, tranquillement ou par projection, dans ce dernier cas, s'accumulant de manière à former les bords de cratères et des petits cônes. La quantité de matière fondue, épanchée est très faible, comparée avec le volume des produits détritiques de l'explosion, comme si cette lave ait été le résidu venant d'un petit foyer, disons nous, épuisé, ou, plutôt, celle qui pouvait passer par un conduit qui se rétrécissait rapidement.

Deux cratères d'aglomérats de lapilli se trouvent presqu'au milieu de la ligne des volcans, tous deux de grand diamètre et de bords peu élevés. L'un, le cratère d'Estrada, montre quelques monticules de brèches et des laves, à son intérieur. On fait un usage très fréquent des grands morceaux des scories et des brèches de ce cratère pour les constructions à la ville de Santiago. Nous aurons à visiter aussi le cratère de la Blanca, situé tout près de celui d'Estrada. Il est constitué aussi par des brèches et des aglomérats de "tezontle," roche spongieuse qui compose aussi les petits monticules de son milieu. On voit, sur le bord S.W. du cratère, une masse de lave compacte sortie par une crevasse et qui maintient, par sa dureté, ce bord encore surélevé.

Sans prétendre arriver à établir la succession chronologique de tous les cratères de Valle de Santiago, notre croquis montre assez bien quels sont les plus jeunes, par

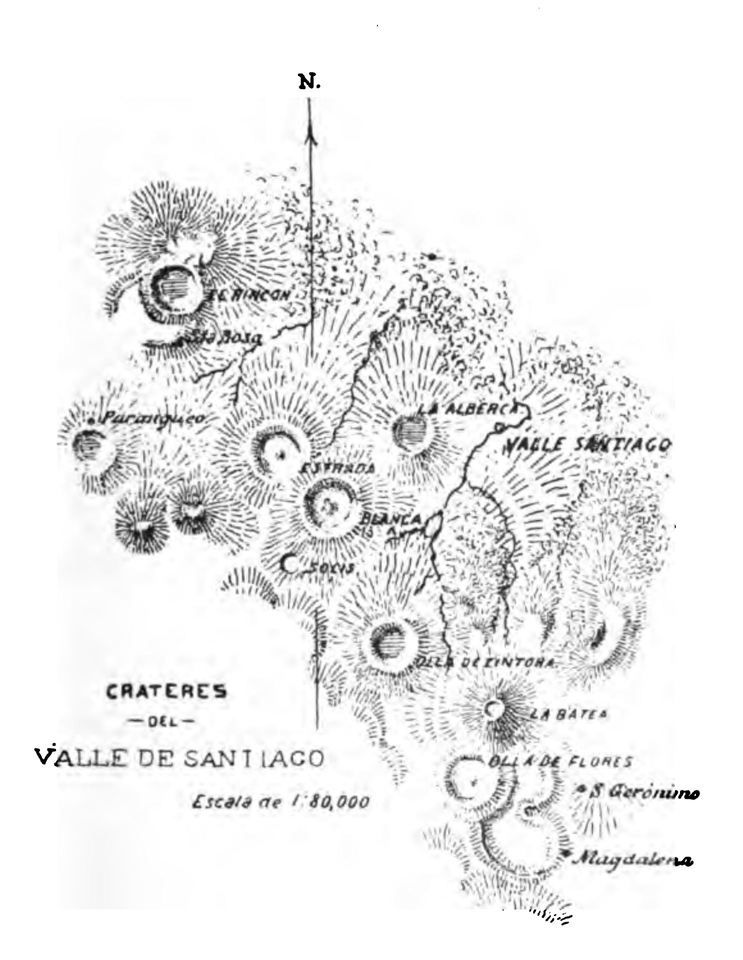
rapport à quelques autres. Le cratère du Rincón détruit une partie du cratère de Santa Rosa; et, de même, les deux cratères jumeaux de San Jerónimo, sont coupés par le plus jeune, de Flores; quelques autres sont, probablement, contemporains.

Nous ne croyons pas opportun de donner, ici, des détails sur les laves des coulées vues dans les cratères. Bien que toutes ces laves soient des basaltes, il y en a de types différents et d'aspect peu commun par les details de leur structure et leur composition, notamment ceux du cratère de Zíntora et de Parangueo.

La beauté et la grandeur des cratères que nous avons taché d'esquisser est des plus imposantes; leur attrait est accrû par la fertilité des terres qui les environnent et par les travaux que l'homme à fait pour étendre et améliorer la culture sur les talus extérieurs des cônes. Au milieu de ce pays, plûtôt froid, pousse la canne à sucre, au fond du cratère de Zíntora.[1]

---

1 Les cratères-lacs ont reçu des habitants du pays, des noms différents. Au Michoacán, on les appelle "albercas" (étangs); ceux de Valle de Santiago ont reçu le nom d'"Ollas" (pot, marmite); ceux du bassin de Mexico de "Calderas" et, dernièrement, ceux des Llanos de Puebla "Axalapazcos," mot que nous avons adopté pour les désigner tous, et qui veut dire, dans la langue aztèque, "un récipient de sable contenant de l'eau" (voir "Los Xalapazcos del Estado de Puebla." Parerg. Inst. Geol. Mex. Nos. 9, 10, 1905-1906).


N.
EL RINCON
Sta Rosa
Parangueo
LA ALBERCA
VALLE SANTIAGO
ESTRADA
BLANCA
SOLIS
OLLA DE ZINTORA
LA BATEA
OLLA DE FLORES
S. Gerónimo
Magdalena
CRATERES
—DEL—
VALLE DE SANTIAGO
Escala de 1:80,000

XV

(EXCURSION DU NORD).



ÉTUDE DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

PAR

J. D. Villarello, T. Flores et R. Robles.



ÉTUDE DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

PAR MM. J. D. VILLARELLO, T. FLORES ET R. ROBLES.

SITUATION.

La ville de Guanajuato, capitale de l'Etat du même nom, est située à 21°00'57"7 de latitude Nord, à 2°07'07"8 de longitude Ouest de Mexico, et à 1993 mètres au-dessus du niveau de la mer; et la partie la plus riche en minéraux de la Sierra de Guanjuato s'etend de la ville du même nom à 11.3 kilomètres vers le Nord, 3.7 km. vers le Sud, 8 km. à l'Est et 9 km. à l'Ouest. Dans ce rectangle, de 15 km. par 17, on trouve, outre Guanajuato, les localités suivantes: Naval, El Cubo, Villalpando, Santa Rosa, San Miguel de los Llanitos, Cerro Prieto, La Luz, Marfil, et plusieurs centres miniers que nous nommerons plus tard.

VOIES DE COMUNICATION.

La ville de Guanajuato est rattachée par tramway à la gare de Marfil, où termine le rameau qui part de la gare de Silao, et qui apartient au Chemin de Fer Central Mexicain. Pour aller de Guanajuato aux centres miniers qui se trouvent dans le rectangle et déjà cités, les chemins sont les suivants: quelques routes de charrettes et la plus grande partie propres au transport à dos de mulets.

HISTOIRE ET PRODUCTION.

En 1548, quelques muletiers qui se rendaient de Mexico à Zacatecas, découvrirent un filon d'argent dans les environs de la colline connue sous le nom de *Cubilete*, et c'est dans ce filon que fut ouverte la mine de San Bernabé, la plus ancienne de toutes celles qui se trouvent dans la Sierra de Guanajuato. En 1550, le muletier Juan de Rayas découvrit le Veta Madre et donna son nom à la mine de "Rayas," qui fut ouverte le 16 avril de la même année, en même temps que s'ouvrait la mine de Mellado; ces deux mines sont les plus anciennes de toutes celles qui ont été mises en exploitation dans la Veta Madre. L'exploitation de ces deux mines comença dès leur découverte, et bien que les travaux ne pussent se développer sur une grande échelle à cause de la situation fort troublée où se trouvaient alors ces régions, cependant on put comprendre sur-le-champ l'importante de ces deux mines, qui furent exploitées sans interruption pendant plus de trois cent trente ans et auxquelles la ville de Guanajuato doit son existence.

Vers la fin du XVIe siècle, on commença à exploiter la partie de la Veta Madre où se trouve la justement célèbre mine de Valenciana, mais ces travaux furent ensuite abandonnés jusqu'en 1760; én 1768, alors que les travaux étaient arrivés à une profondeur de 80 mètres, on commença à extraire "des fruits" riches et abondants, et les profits furent d'un millon et demi de piastres par an pendant plusieurs années de suite.

Pendant le XVIIe siècle, les mines se développèrent sur une grande échelle, surtuot celles de Rayas, Mella-

do, Cata y Sirena; mais ce fut pendant le XVIIIe siècle que les mines de Guanajuato atteignirent un degré surprenant de richesse et de prospérité. Vers le milieu de ce siècle, en 1740, on vendit les "frutos" de la mine Santa Anita, à leur poids d'argent en considération de la grande quantité d'or qu'ils contenient; peu après, la mine Valenciana l'emporta en richesse sur toutes celles qui étaient alors en exploitation dans le monde entier.

Quand prit fin la décadence générale des mines de Mexico, décadence qui se produisit en 1810 et dura jusqu'en 1829, Guanajuato commença à se relever de sa profonde prostration; et vers le milieu du XIXe siècle apparurent les prodigieuses bonanzas des mines de La Luz et San José de los Muchachos, dont les produits nets, de 1843 à 1859 atteignirent un chiffre supérieur à dix-sept millons de piastres.

Guanajuato est située près de l'endroit où se trouvait le village Chichimeca nommé "Quanashuato:" elle fut fondée en 1554 et son développement fut d'abord très lent, car en 1600 elle ne comptait que 4,000 habitants. En 1619, elle reçut le titre de Villa de Santa Fé de Guanajuato, et en 1700 la population atteignait le nombre de 16,000 habitants; en 1741 elle reçut le titre de "muy noble y leal Ciudad de Guanajuato (Très noble et très loyale ville de Guanajuato). En 1880 la population augmenta, jusqu'à atteindre le nombre de 70,000 habitants, mais actuellement elle se trouve réduite à 50,000. Cette ville pittoresque s'étend le long d'une étroite vallée qui descend de la Presa de la Olla vers Marfil; ses rues sont étroites; irregulières et accidentées; ses environs sont agrestes, présentant à chaque pas des versants rapides ou des roches escarpées et nues. On trouve dans la ville un grand nombre d'édifices grandioses, ainsi que

plusieurs jardins et promenades pittoresques. La perspective de Guanajuato, prise de l'une des hauteurs qui entourent la ville, est vraiment belle; en considération de la topographie du terrain qu'elle occupe et de la beauté de ses édifices et de ses jardins, on peut affirmer que c'est une ville pittoresque et élégante.

Pour bien comprendre l'importance des mines de la Sierra de Guanajuato, il nous suffira de donner les informations suivantes au sujet de leur grande production.

La valeur des métaux précieux produits par les mines de Guanajuto depuis 1701 jusqu'à 1800 s'est élevée à $279.690,689, c'est-à-dire le quart ou le cinquième de la production générale de la Republique. De 1800 á 1900, la valeur des métaux fut: $231.137,013. De 1900 à 1903, cette valeur donna: $6.235,204.

Parmi les années les plus productives, on compte les suivantes: 1791, 1804, 1849, 1850 y 1852, durant lesquelles la valeur des métaux précieux fut comme suit: de six millons et demi à huit millons et demi de piastres par an. Les périodes les plus brillantes de la production sont, d'abord, celle de la remarquable bonanza de la mine Valenciana, puis celle des bonanzas encore plus remarquables des mines de La Luz et de San José de los Muchachos.

Le district minier de Guanajuato, aujourd'hui en complète décadence, est un des plus anciens et des plus étendus du pays, et sa production a atteint des chiffres très élevés. Comme souvenirs de son opulence et de son activité passées, is reste des églises élégantes, de vastes villages et d'immenses "terreros" (halde de déblais) dans les mines anciennes, surtout dans celles de la Veta Grande, depuis la Valenciana, Cata, Mellado et Rayas, jusqu'à la Sirena et Peñafiel. Enfin, les mines de la Valenciana

et de Rayas ont des puits de forme octogonale, d'un diamètre de 9 m. 22 pour la première et de 11 m. 31 pour la seconde et qui sont des ouvrages qui ont dû coûter fort cher: ils sont la preuve des immenses profits obtenus pendant la période de propérité de ce district.

PHYSIOGRAPHIE.

L'Etat de Guanajuato est traversé par deux chaînes de hautes montagnes; l'une est connue sous le nom de Sierra Gorda et est située dans le N.E. de l'Etat; elle se prolonge dans le N.O. vers San Luis Potosí, et dans le S.E. vers l'Etat de Querétaro, formant ainsi une vaste région raboteuse; l'autre, la Sierra de Guanajuato, occupe la partie centrale de l'Etat et s'étend du S.E. au N.O. Au Nord de cette Sierra, se dressent les montagnes de San Pedro et El Cubo qui, avec la Sierra Gorda, forment la limite septentrionale des immenses plaines d'Allende. Dolores Hidalgo et San Felipe. Dans la région qui s'étend au S. et à l'O. de la Sierra de Guanajuato se trouve le Bajío, vaste et riche plaine bornée au S. par les montagnes de Pénjamo, la Beata, et la Gabia.

La Sierra Gorda forme la ligne de division des eaux qui, dans le S.O. descendent par le Río de la Laja vers le Pacifique et de celles qui, dans le N.E. sont emportées vers l'Atlantique par le Río Santa María. Un affluent du Río de la Laja, le Río de Guanajuato, descend de la Sierra du même nom et reçoit lui-même les eaux des Ríos de Santa Ana, El Cubo et la Sauceda.

Les versants de la Sierra de Guanajuato, vont se perdre dans les immenses plaines qui l'entourent et qui sont: au N. celle de San Felipe, à l'Est celles d'Allende et de Dolores Hidalgo; au S. et à l'O. celles d'Irapuato, de

Silao et de León: ces deux dernières sont plus connues sous le nom de "El Bajío."

A partir de Silao et dans la direction du N.E., le terrain s'élève par Los Aguilares et la colline El Sombrero, puis il s'abaisse de nouveau vers la plaine de Santa Teresa qui s'étend au Nord vers Marfil. De cette localité, le terrain s'élève rapidement et les hauteurs atteignent une plus grande elévation, jusqu'à ce qu'elles arrivent, dans le N. et le N.E. aux cimes de la Sierra de Santa Rosa (2,741 m.) et à celles des collines connues sous les noms de San Miguel de los Llanitos (2,381), Cerro Prieto (2,779), Calzones, Caballos y la Giganta (2,936), qui avec le mont Cubilete (2,560) à l'Ouest, sont les points culminants de la Sierra de Guanajuato. Les montagnes que nous venons de citer sont séparées les unes des autres par de profonds ravins ou des défilés étroits, se dirigeant généralement vers le N.E., comme celle qui monte de Marfil vers Guanajuato à la base occidentale des Grandes Bufas.

A l'E. de Guanajuato et à une distance de 3 km. 5, se trouve le Cerro de Chichíndaro, de 2,510 m. de hauteur; ses pentes au S.E. descendent vers le district minier de El Cedro, nommé autrefois San Bruno; au N.O., elles s'abaissent vers celui de la Sirena, situé dans le ravin de Mata. Celui-ci- continue, sous le nom de Las Palomas, vers le Monte de San Nicolás et El Puerto Blanco jusqu'à la grande route de San Rosa. En ligne parallèle au Ravin de las Palomas, nous trouvons ceux de La Muerta, Jolula, Durazno et Melchores qui descendent du N.E. au S.O.

Au nord du Cerro Chichíndaro, et à 6 km. de distance, on rencontre le Puerto de Barrientos (2,572 m.). C'est le point de jonction des trois lignes qui séparent les eaux

dans la partie S.E. de la Sierra de Guanajuato. La première de ces lignes suit l'arête qui va de Barrientos au N.E., vers Santa Rosa, là se trouve la grande route qui conduit à cette dernière localité. La seconde suit l'arête qui, partant de Barrientos, va au N.O., vers El Guapillo et Cerro Prieto. Enfin la troisième va de Barrientos dans la direction du S.O. et par le Cerro Blanco, jusqu'au Cerro de Los Tomates et celui de Los Aldanas. En outre, du Chichíndaro partent trois autres lignes de séparation des eaux : l'une va vers le N.E., par Llano Grande, jusqu'à Villalpando; la deuxième se dirige au S.E. vers les collines de La Leona, et de Canales. La dernière, au Sud, passe par le Cerro Trompetero, la Mesa de Calderones, et les monts Tatalayo et Bayo N.° 2. Les eaux contenues entre la première et la seconde ligne descendent par les ravins de La Fragua et de Santa Rosa; celles qui se trouvent entre la seconde et la troisième ligne, descendent par le ravin de Santa Ana et se jettent dans le Río de Guanajuato, au S.O. et en bas de Marfil. Les eaux qui se trouvent entre la première et la troisième ligne, et au N. et à l'O. des lignes Chichíndaro-Villalpando et Chichíndaro-Tatalayo, les eaux descendent directement par le Río Guanajuato; entre les lignes de Chichíndaro-Tatalayo et Chichíndaro-Canales, les eaux sont recueillies par le Río del Cedro qui, dans les environs de la Mesa El Venadero, s'unit au Río del Cubo qui reçoit les eaux de la zone comprise entre les lignes Chichíndaro-Canales et Chichíndaro-Villalpando. Le Río del Cubo, ou de Mari-Sánchez, n'est qu'un affluent du Río de La Sauceda qui, lui-même se réunit au Río de Guanajuato dans les environs du Sangarro.

Au N.O. du Cerro Chichíndaro, à 2 km. 1|2 de distance, on rencontre le Cerro la Sirena dont le versant du Nord

descend vers le ravin La Aparecida et celui du Sud-Ouest vers la ville de Guanajuato.

Quand on va de Silao à Marfil, on a devant soi l'horizon borné par la partie S.E. de la Sierra de Guanajuato, qui est la plus riche en minéraux. On peut facilement distinguer le profil de ce groupe montagneux dont les cimes paraissent placés les unes au-dessus des autres, donnant l'idée d'échelons qui se dirigent depuis les murailles escarpées des Grandes Bufas vers les sommets élevés de la Sierra de Santa Rosa. On aperçoit aussi les constructions de Valenciana et de Rayas ainsi que les Cerros de Sirena et Chichíndaro: on peut ainsi se former une idée de la longueur et de la situation de la fameuse Veta Madre de ce district minier.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE.

On a beaucoup écrit au sujet de la Géologie de la Sierra de Guanajuato; et comme la bilbliographie complète de ce district minier serait trop longue, nous nous bornerons à citer les ouvrages les plus importants et les idées principales qui y sont exprimées.

Le Baron A. de Humboldt[1] fut le premier qui fit une esquisse géologique de Guanajuato, basée sur des données pétrographiques et dont l'autorité est encore actuellement reconnue. Il établit la ressemblance et la contemporanéité des "formations" de terrains à Guanajuato et à Zacatecas, considérant les schistes de ces régions comme étant de transition et correspondant aux "formations intermédiaires les plus anciennes." Il classifia les roches d'éruption de la manière suivante: parmi les

1 Essai politique sur la Nouvelle Espagne, tome III. Paris, 1827, pages. 78, 80 et 98.

siénites, celles qui renferment du quartz; parmi les diorites celles qui ne contiennent pas ce minéral. Le "losero," comme on l'appelle à Guanajuato, lui parut être un terrain sablonneux superposé et peut-être intercalé dans le terrain sablonneux rouge (appelé conglomérat rouge par d'autres auteurs). Il considéra comme porphyres de transition[1] ceux qui forment les Bufas de Guanajuato.

M. José Burkart[2] essaye de conformer ses idées à celles du Baron de Humboldt et dit que le "losero" est immédiatement superposé au conglomérat rouge, bien qu'il présente une inclinaison distincte, que dans les couches inférieures il a le caractère de conglomérat, et plutôt celui de porphyre dans les couches supérieures, et que ces dernières sont superposées d'une manière concordante sur les premières; que le "losero," aussi bien que le porphyre de transition de Humboldt sont, à son avis, "une formation de trachyte" portant le nom de "losero."

M. Pedro L. Monroy[3] en faisant des comparaisons stratigraphiques et lithologiques, est d'avis que les schistes, la roche verte et creuse appartiennent au terrain crétacé supérieur.

M. José G. Aguilera[4] considère comme pliocène les conglomérats rouges que l'on trouve dans la vallée de Marfil jusqu'à Guanajuato; en cela il se base sur la nature des éléments qui les composent.

M. Ezequiel Ordóñez[5] fait remarquer que les matières

1 Essai Géognostique sur le gisement de roches dans les deux hémisphères. Paris. 1823. Pages 185-214.

2 Aufenthalt und Reissen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834. Stutgard. 1836, page 345.

3 Las Minas de Guanajuato. Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana. 1888, Tomo X, pág. 235.

4. Bosquejo Geológico de México. Boletines 4, 5 y 6 del Instituto Geológico de México. 1896, pág. 228.

5 Las Rhyolitas de México. Boletín número 14 del Instituto Geológico de México. 1900. pág. 24.

arrachées dans la cheminée volcanique au cours de violentes éruptions ont donné origine au tuf rhyolitique qui constitue les Bufas de Guanajuato.

Enfin M. Robert T. Hill[2] est d'avis que les schistes métamorphiques sont la roche la plus ancienne; que le conplomérat rouge est la formation la plus ancienne du matériel rejeté. Il divise les roches d'éruption en plusieurs classes:

Les diorites, les andésites, les dacytes et les rhyolites. Il dit que les diorites sont probablement les roches ignées les plus anciennes; que l'andésite, en masses et en bancs, semble être la roche d'éruption la plus récente en même temps que l'agent le plus rapproché de la minéralisation des filons de ce District minier.

L'étude personnelle que nous avons faite de la Sierra de Guanajuato nous a conduit aux conclusions suivantes:

Schistes.—Les sédiments les plus anciens que l'on trouve dans la région, et qui, par leurs caractères pétrographiques sont identiques à ceux de Zacatecas, sont formés de schistes argileux et schistes et de conglomérats calcaires. Les schistes argileux, carboneuses en plusieurs endroits, sont métamorphosées, en d'autres, par l'action des roches ignées dont nous parlerons plus tard; mais dans aucun de ces sédiments on ne trouve de fossiles, ce qui fait que nous ne pouvons déterminer l'âge auquel ils appartiennent.

Les sédiments que nous venons de mentionner affleurent au "bajo" (mur) de la Veta Madre, depuis Peñafiel jusqu'à la Valenciana, et s'étendent[1]: au N.O. vers le Cerro Alto et la Barranca Agua Colorada, jusqu'aux

---

1 The Guanajuato Mining District. The Engineering and Mining Journal. 1904, pp. 600 et 601.

2 Voir le plan ci-joint.

environs du rancho Concepción; au Nord vers le Cerro de La Gloria et Loma del Plomo jusqu'aux Mines La Fragua et San Rafael et les environs du Cerro S. Miguel de los Llanitos; enfin de la Fragua vers le N.E., en passant près de Sta. Rosa et Puerto de Barrientos, jusqu'à San Nicolás del Monte.

A la surface, les schistes sont séricitiques, de couleurs bigarrées, d'un jaune vert, grisâtres et parfois rouges. On trouve quelquefois de minces couches de calcaire d'un gris bleu, intercalées entre celles dont nous venons de parler. C'est ce que l'on voit dans les environs de la Presa de la Esperanza et du Cerro de La Gloria, dans les pentes des gorges de Jolula et de La Calera ainsi qu'en plusieurs autres endroits. Dans les schistes métamorphiques on rencontre aussi intercalées des couches de conglomérat calcaire connu dans le pays sous le nom de "frijolillo" et qui affleurent dans la gorge de la Calera et autres endroits. Les schistes argilo-calcaires, noires, carboneuses, et qui se divisent en feuilles très minces (ce qui leur a fait donner dans le pays le nom de "hoja de libro" ou feuille de livre, se rencontrent dans les profondeurs, surtout au "bajo" de la Veta Madre et apparaissent à la surface dans les gorges de La Calera et Jolula. Cette ardoise noire est métamorphosée en zones irrégulières et c'est pourquoi on la trouve dans les coupes verticales au-dessous et aussi au-dessus de la schiste verte séricitique. Au-dessous des schistes métamorphiques superficielles on rencontre les schistes noires dans les mines qui ont été exploitées dans la Veta Madre, surtout au "bajo" (mur) de cette Veta. Si l'on descend encore plus avant on retrouve les premières, comme on peut l'observer en d'autres lieux, par exemple: Le Crucero de Villa-Seca, dans la mine Cata, à 200 mètres de profon-

deur et avant d'arriver à la traverse du filon Juanita. Les schistes métamorphiques placées sous les noires ont été observées par le Barón de Humboldt dans le puits principal de Valenciana, qui est la coupe verticale la plus profonde qui ait été faite dains la localité. (535 m.).

Cette énorme masse de schistes est extrêmement plissée et forme de petits replis à direction variable mais inclinés vers l'Ouest et la schiste métamorphique, selon l'examen microscopique qu'en a fait M. E. Ordóñez, se compose de séricite avec des fragments de cristaux de feldspath et des grains de quartz.

Roches diabasique (*"Roche Verte."*)—Les schistes que nous venons de décrire sont en plusieurs endroits, coupées. injectées et même couvertes par des roches ignées que les auteurs désignent sous le nom de: "roche verte" et "vacia." Ces roches vertes peuvent se diviser en deux parties: l'une intrusive, formée de grabbro[1], de diabases d'olivine, de diabases quarzifères (la siénite des auteurs) de diabases andésitiques de structure ophitique; l'autre est effusive et formée de roches de composition semblable aux diabases bien que présentant des types différents de structure, tels que les porphyrites andésitiques qui, dans la région en question, sont accompagnés de tufs porphyritiques, de brèches et de tufs diabasiques.

Les diabases en partie quarzifères par ségregation dans le magma, et avec des variations de structure dues aux différentes conditions de refroidissement, apparaissent à fleur de terre dans les ravins de Esperanza, La Calera et La Concepción, où elles forment des bords de diverses couleurs, foncés et clairs, verts ou gris. Les mêmes diabases se rencontrent encore dans la galerie de

1 Toutes les roches dont nous ferons mention dans cette éude ont été examinées et classifiées au microscope par M. Ezequiel Ordóñez.

Victoria ainsi que dans les mines Proctectora, Cata, Tepeyac, et quelques autres. On y voit aussi les injections de diabases dans les schistes où parfois elles forment des bancs intercalés, comme cela s'observe à la surface en beaucoup d'endroits. L'érosion a mis à découvert ces bancs de diabase qui apparaissent au fond de plusieurs ravins, par exemple ceux de Jolula et de Rayas. Cette intercalation de bancs de diabase dans les schistes fut remarquée par Humboldt, aussi bien dans le puits général de Valenciana que dans les travaux plus profonds de la mine nommée Planes de San Bernardo.[1]

Après le plissement intense des schistes, de l'intrusion des diabases dont nous avons déjà parlé, et d'une période d'érosion, apparurent les porphyrites avec leur accompagnement de brèches et de tufs porphyritiques et diabasiques, formant un courant de grande étendue. Ce courant couvrit les schistes en beaucoup d'endroits, comme on peut le voir dans les environs de Santa Ana et Esperanza; il combla certaines dépressions, puisqu'on trouve les brèches diabasiques aussi bien dans les mines de San Amado, Santa Brígida, et Peregrina, dans le Nord et l'Est de la région, que dans le "alto" (toit), de la Veta Madre, dans la mine de Rayas. La porphyrite ("vacia" des auteurs) et la roche dominante aux environs de La Luz où on la recontre aussi intercalée dans les schistes, ce qui est le cas dans la galerie de San Cayetano et autres mines; on la trouve également ainsi à la surface du sol en différents endroits.

Les roches diabasiques dont nous avons déjà parlé, occupent une grande partie du territoire étudié et s'étendent depuis les environs du district de La Luz, au Sud,

1 L. c. page 97.

au "Picacho Sabino;" au S.E. et à l'E., dans les Cerros Bayo, Viznaga, Aldanas, Los Tomates et les environs de Sta. Ana; au N.E. de La Luz jusqu'à Cerro Prieto; de ce dernier point, elles continuent par le Guapillo, dans le Sud jusqu'aux environs de la Presa de Esperanza. On les trouve également partant de San Rosa, au Nord, vers les mines de San Amado, El Orito et San Lorenzo; au Sud, et à l'Est de San Nicolás del Monte; au Nord du Cerro Chichíndaro vers l'Est de la Presa de Mata; dans les ravins de Jolula et Rayas; enfin, dans différents endroits du territoire occupé par les schistes. De même, celles-ci se rencontrent en petites aglomérations dans la région couverte par les roches diabasiques.

Rhyolites.—Après la formation des "roches vertes" déja indiquées, apparurent les rhyolites, en partie sphérolitiques, en raison de leur lente solidificación, de coloration variée mais où le rouge domine; on les rencontre en forme de dômes et de courants. Les rhyolites sont accompagnées de brèches et de tufs rhyolitiques, massifs, de couleur grise, et dans lesquels on retrouvé des morceaux de diabase ou de tufs porphyritiques et des fragments de rhyolites avec sphérolites. Ces brèches occupent une grande étendue à la surface, mais on les trouve aussi dans les profondeurs, comme par exemple dans les mines de Peregrina, à 222 mètres; dans celle d'El Cedro à 180 mètres.

Les rhyolites en partie couvertes par les brèches rhyolitiques s'étendent: du Puerto de Santa Rosa, où elles sont surtout sphérolitiques, dans la direction du Sud, vers Villalpando, Peregrina, el Cubo, el Carmen, Cerro Grande, el Nayal, La Playa, et el Rodeo; elles apparaissent encore à Puerto Blanco, Cerro Cantera, San Miguel de los Llanitos, et Chichíndaro, où elles sont aussi re-

marquablement sphérolitiques et de texture fluidable.

Andésites d'hyperstène et d'augite.—A travers les roches précédentes qu'elles recouvrent aussi en forme de petits glissements, on trouve les andésites d'hyperstène et d'augite, parfois tellement modifiés qu'elles en arrivent aux types basiques représentés par les labradorites et les basaltites. Nous pensons que ces roches sont antérieures au conglomérat rouge, parce que nous avons trouvé dans celui-ci des morceaux de basaltite ancienne, dans le Cerro de La Bolita.

Les andésites et basaltites précédentes se trouvent à la surface dans les endroits suivants, où l'érosion les a mises à découvert: depuis le Cerro Trompetero jusqu'à El Cedro y Cardones; entre les mines de El Carmen et La Unión; dans les Cerros Tatalayo y Puntiagudo, vers le Nord du Pic Cantera; à l'O. du Nayal, au S. et au N.E. del Cubo; à l'O. de Puerto Blanco dans la côte de Barrientos, et au S.O. de Chichíndaro; dans différentes parties entre Villalpando et la mine Barragán; Los Aguilares, entre les kilomètres 8 et 9 du chemin de fer de Silao à Marfil; au N. du Cerro Cantera et dans le Cerro El Sombrero. Dans les profondeurs, on rencontre les mêmes roches; dans la galerie de San Renovato, au S. de Chichíndaro; dans le puits vertical de la mine El Cedro jusqu'à 110 mètres de profondeur; dans les galeries de La Torre et San Cayetano.

"*Conglomérat rouge*" *et* "*losero.*"—A la suite de la formation des roches volcaniques nommées précédemment, et pendant une période de calme dans l'émission de ces roches, se produisit, dans les dépressions du terrain, la formation des roches détritiques connues dans le pays sous le nom de "conglomérat rouge et losero." Ces dépressions étant entourées par des schistes et des roches

diabasiques principalement le conglomérat rouge est formé en grande partie de matériaux qui proviennent de ces roches; c'est ainsi que l'on y trouve des morceaux de schistes argileux, de diabase parfois quartzeuse, de porphyrite, de calcaire bleu fétide, de rhyolite felsitique et de rares morceaux de basaltite unis par de l'argile ferrugineuse de couleur rouge. Ces fragments sont de dimensions très variables, quelquefois fort grands, mais en général de quelques centimètres cubiques seulement; il y en a même de si petits qu'ils donnent à la roche détritique l'apparence du grès. Aucune classification n'est suivie quant à la taille et la densité des fragments qui, en général ne sont pas arrondis mais anguleux avec des arêtes émoussées; ceci prouve que la dite brèche est due à des érosions torrentielles et que ses matériaux ont été transportés sur une courte distance.

Le conglomérat rouge se rencontre en couches d'épaisseur variable, dans une direction située entre 30° et 70° N.O., et avec inclinaison en général au N.E. entre 10° et 40°. Cependant, en certains endroits il forme des replis très étendus, comme on le voit dans les environs du Pantéon de Guanajuato et de la mine Mellado.

Sur le conglomérat rouge, en stratification concordante et sans brusque transition, on trouve le "losero" formé de minces couches de grès, de couleur rouge pardessous et de différents tons de vert par-dessus et contenant parfois des grains de quartz et des morceaux de feldespath.

Ces roches sédimentaires que, en raison des éléments qui les composent, nous considérons comme faisant partie du néocène occupent une grande extension au N. et surtout au S. de Guanajuato. En effet, le conglomérat rouge se rencontre au N.E. où il est limité par l'affleure-

ment de la Veta Madre, despuis Valenciana jusqu'à Peñafiel; de Valenciana il se dirige par la mine El Nopal vers Marfil, Mesa del Dinero, Cerro Bayo et le versant N.E. du Pico Cantera, de Peñafiel; en passant par le Cerro la Bolita, et les Bufas il continue vers le Cerro del Aguila et ceux de Santa Teresa pour se cacher, plus au Sud, sous les dépôts pléistocènes des plaines de Burras et Cuevas formant ainsi la limite, des deux côtés, du défilé qui va de Marfil à Guanajuato. Le conglomérat rouge se rencontre également à l'Est d'El Cedro, passant par la mine San Vicente et le Cerro La Leona, jusqu'à la Barranca de las Raíces; il se montre aussi à l'Est de San Nicolás del Monte. Le "losero" existe principalement à l'Est et au S.E. de Guanajuato, depuis le Cerro Sirena vers les Bufas.

Tuf rhyolitique.—Comme dernière manifestation rhyolitique, on rencontre un courant très étendu, fractionné par érosion, de tufs rhyolitiques qui recouvrent beaucoup des roches déjà mentionnées et même le conglomérat rouge et le "losero."

Andésites de pyroxène.—A travers les conglomérats et les tufs rhyolitiques qui les recouvrent, on trouve des dykes de peu d'épaisseur et très courts formés d'andésite pyroxénique (camptonite), de couleur verdâtre et de texture ophytique. Ces diques se rencontrent dans les environs des Bureaux Métallurgiques de Pastita, sur le chemin qui conduit à la mine El Cedro et sur le plateau de Calderones; ils se dirigent à peu près du N. au S. et de l'E. à l'O.

Basaltes.—Pour terminer nous mentionneross l'emission basaltique du Cerro Cubilete, qui est situé à l'O. de Marfil. Ce sont des basaltes pléistocènes qui s'étendent le long de la gorge de Aguas Buenas.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE.

Pour résumer les faits geologiques déjà indiqués on peut dire ce qui suit. Les couches marines composées de schistes argileuses, de schistes et de conglomérats calcaires étant une fois formées, commença la période continentale qui s'est prolongée jusqu'à nos jours. En effet les seuls sédiments postérieurs aux schistes sont: le "conglomérat rouge" et le "losero," la brèche, le grès qui sont le produit de la destruction de roches préexistentes sous l'action d'érosions torrentielles et déposées dans les dépressions du sol. Après le plissement intense des schistes et l'intrusion des diabases, qui metamorphisèrent les premières en zones irrégulières, vint une période d'érosion après laquelle apparurent les roches volcaniques tertiaires, commençant par les porphyrites accompagnées de brèches et de tufs porphyritiques et diabasiques, qui recouvrirent en partie les schistes et comblèrent quelques dépressions. A la suite des porphyrites apparurent les rhyolites, accompagnées de brèches rhyolitiques et ensuite les andésites d'hyperstène et d'augite qui coupèrent les brèches rhyolitiques et les recouvrirent en differents endroits. Pendant une période de calme des éruptions, se produisit la formation des brèches et des grès sédimentaires néocènes formés d'éléments des roches précédentes, ou détritus qui furent transportés à peu de distance et déposés dans les dépresions du sol, avec une épaisseur variable suivant la profondeur de ces dépressions. Sur ces dernières roches sédimentaires se répandit un courant de grande étendue de tufs rhyolitiques qui fut fractionné et sillonné, comme les autres roches, par des érosions intenses postérieures; ces érosions sont en grande

partie la cause des nombreux accidents de terrain que l'on remarque dans le relief actuel de la Sierra de Guanajuato. Postérieurement à la formation du "conglomérat rouge," du "losero" et des tufs rhyolitiques superposés, des efforts de pression ont causé l'inclinaison des couches du "conglomérat rouge" et du "losero" et ont fracturé le terrain. De ces fractures qui, peut-être, sont contemporaines de l'émission basaltique du Cerro Cubilete quelques-unes ont été remplies par des minéraux argentifères, formant ainsi les filons de la région. L'éruption basaltique fut suivie de manifestations hydrothermales; encore de nos jours, il existe à Aguas Buenas et dans la Hacienda de Chichimequillas, près de Silao, des sources d'eau sulfureuse à 35° et 96°6 C. de température.

Les efforts de pression qui fracturèrent le terrain se renouvelèrent plusieurs fois, car il y a des fractures plus ou moins étroites, les unes minéralisées et les autres non remplies, qui coupent les filons de la contrée. Enfin, comme manifestations tres récentes de ces mouvements orogéniques, nous pouvons citer les bruits ou grondements souterrains qui se sont fait entendre à Guanajuato à différentes époques, jusqu'en 1874.

TECTONIQUE.

Les actions tectoniques, combinées avec des fortes pressions latérales produisirent des fractures groupées, formant des zones de diaclases, parmi lesquelles on distingue quatre systèmes conjugués. Celui qui est le plus développé a une direction moyenne de 45° N.O., cette direction varie entre 30° et 60° N.O. avec une inclinaison générale de 45° à 75° vers le S.O. et quelquefois au N.E. il existe un autre système perpendiculaire au

premier et probablement de la même époque, mais peu développé, et qui se dirige en moyenne à 45° N.E. variant entre 30° et 60° N.E., avec inclinaison générale entre 40° et 60° au S.E., mais quelquefois au N.O. Les deux autres systèmes de fractures conjuguées sont aussi à angles droits entre eux: l'un a une direction moyenne vers le N.E. variant entre 15° N.O. et 15° N.E., avec inclinaisons entre 40° et 90° à l'O. en général bien que quelquefois vers l'E.; l'autre va vers le E.O. variant entre 70° N.O. et 70° N.E. avec pendage entre 40° et 50° au S. et parfois au N.

Quelques-unes des fractures N.E. et E.O. sont postérieures à l'ouverture de certaines qui appartiennent au système 45° N.O.; on rencontre, en effet, dans certaines mines, que le remplissage métallifère de ces dernières est coupé par des fractures se dirigeant N.S. et E.O.

Le glissement des éponts de ces fractures fut relativement trop petit pour qu'on puisse leur donner le nom de failles, c'est pourquoi nous les considérons comme des diaclases groupées, qui fracturèrent le terrain en zones d'une largeur régulière, peu disloquées mais très brisées, et dans lesquelles il resta des cavités avec embranchements, de formes et de dimensions irrégulières. Ces espaces vides postérieurs au reajustement des fragments de la roche fracturée, se remplirent plus tard des minéraux dont nous allons parler.

Les zones de diaclases les plus étendues quant à leur direction sont celles du système 45° N.O. et quelques-unes du système N.S.; ces dernières, comme on le verra plus loin, ont eu une influence assez considérable sur la distribution de la richesse metallifère du remplissage des premières.

MINERAIS.

Les minerais les plus communs, et de dépôt primitif, que l'on rencontre dans les filons de la Sierra de Guanajuato sont: la polybasite, la stéphanite, l'argentite et la pyrite. On trouve aussi mais rarement: la pyrargyrite, la myargyrite, la galène, la blende, la chacopyrite, et la panabase. Parmi ceux qui sont très rares on compte: la freislebanita, la naumannite, et la proustite. Cependant celle-ci abonde dans les mines de la Luz. Les minerais d'origine secondaire sont: les oxydes de fer, l'argentite et l'argent natif, qui sont les plus communs. La sidérite, les oxydes de manganèse et l'or natif sont rares; ce dernier se rencontre dans les mines de La Luz, El Carmen, El Cedro, El Nayal et d'autres, en plus grande quantité que dans celles de la Veta Madre. Enfin les plus rares sont: les carbonates de cuivre, la cérargyrite, la bromyrite, la cérusite et la chrysocolle.

Les gangues les plus communes sont: le quartz, compact ou carié, l'améthyste, la calcédoine et la calcite; les matrices rares sont: la dolomie ferrifère, la valencianite et l'amianthe. Les plus rares sont: la fluorite, le gypse et la barytine. Dans quelques mines du District de La Luz, surtout dans celle qui porte le nom de Refugio, on trouve en abondance l'apophylite et la stilbite.

Outre les minérais que nous venons de nommer, on rencontre encore les suivants: le cinabre, rare dans la zone superficielle de quelques filons argentifères; la guanajuatita, rare dans la Sierra de Santa Rosa; la molybdénite qui est rare dans la mine El Nopal; l'étain d'alluvions dans les courants d'eau qui descendent du versant

N. de la Sierra de Guanajuato, et dans les environs de la Hacienda La Sauceda.

GISEMENTS METALLIFÈRES.

Quelques-unes des fractures dont nous avons déjà parlé sont minéralisées, surtout celles du système 45° N.O. et quelques-unes des systèmes N.S. et E.O. Ces filons sont groupés de façon à former trois zones: la première que nous appellerons zone centrale, est celle où se trouve la Veta Madre, la deuxième est au N. et à l'E. de la précédente et comprend les districts de Sta. Rosa. San Nicolás del Monte, Peregrina, Villalpando, Cubo et El Nayal; c'est la zone de l'Est. La troisième, ou zone occidentale, s'étend depuis San Cayetano jusqu'au district de La Luz. Pour le moment, nous ne nous occuperons que de la zone centrale qui est la plus intéresante.

Zone centrale.—La zone centrale s'étend, du N.O. au S.E. depuis la Barranca de la Calera, près de Santa Ana, jusqu'au Plateau del Venadero au S. des mines La Unión et La Torre, ayant ainsi une étendue de douze kilomètres et demi de longueur sur un ou deux et demi de largeur. Dans cette zone on rencontre des filons appartenant aux systèmes 45° N.O., N.S. et E.O., encadrés dans des roches sédimentaires et aussi dans des roches eruptives. Nous nous occuperons de chacun de ces systèmes.

Système 45° N.O.—Parmi les filons du système 45° N.O. nous citerons: La Veta Madre, qui est le plus long, ceux du Nopal au S.O. de la Veta Madre; Ceux d'Avispero, La Juanita, El Caliche au N.E. de la Veta Madre; le filons de Esperanza et Protectora dans la partie N.O. de la zone centrale; enfin quelques filons de la partie S.E. de la même zone, petits filons sans importance,

comme ceux des mines La Zorra, La Unión, Sta. Isabel, et El Refugio.

La Veta Madre s'étend depuis la Barranca de la Presa de Esperanza, au N.O. de Valenciana, en passant par la mine du même nom, celles de Tepeyac, Maravillas, Cata, Mellado, Rayas, La Aparecida et Sirena, jusqu'à la Barranca de Peñafiel ou de Mata à l'O. du Cerro Chichíndaro, soit une longueur d'à peu près cinq kilomètres.[1] La direction moyenne de ce filon est de 50° N.O. avec inclinaison au S.O., variant entre 45° et 60°. Ce filon présente deux élarguissements considérables à la surface:[2] l'un entre les mines de Valenciana et de Tepeyac, où la largeur de l'affleurement est de 25 mètres, l'autre se trouve dans les environs du puits de Fraustos où il atteint une largeur de 45 mètres.

La Veta Madre est située dans une zone de diaclases, fractures de longueur et de largeur inégales et groupées de diverses manières: ou bien elles sont très rapprochées et dans ce cas le filon ne forme qu'un seul corps, ou bien elles sont séparées les unes des autres et le filon est alors formé de différents corps divisés par des masif de roche qui forme les épontes. Enfin, en d'autres endroits, la séparation des diaclases est très grande et forme des embranchements parallèles comme ceux d'Avispero, La Juanita, Caliche, embranchements de différente longueur et largeur et séparés par des massifs de la roche qui forme les épontes. En conséquence la puissance du filons est très variable et il a une tendance marquée à se subdiviser en différentes branches, soit quant à la direction, soit quant à la profondeur. Les mineurs de Guanajuato

---

1 Voir la coupe verticale ci-jointe.

2 Nulle part l'affleurement de ces filons ne se présente en crêtes très élevées au-dessus de la roche qui forme les côtés.

divisent ces corps en trois groupes principaux auxquels, suivant leur position, ils donnent les noms de: "El alto" (le toit), "enmedio" (le milieu), et "el bajo" (le mur). Ces corps ou groupes ne se rencontrent pas sur toute l'étendue du filon ni à toutes les profondeurs, car parfois il n'y en a qu'un seul et celui-ci, en divers endroits, est assez étroit. D'un autre côté, comme la Veta Grande ne remplit pas une fracture franche, à éponts bien déterminés et avec une dislocation considérable du terrain, c'est-à-dire une paraclase, mais qu'au contraire elle remplit les espaces vides et irréguliers qui restèrent lors du rétablissement de la roche fractionnée par de nombreuses diaclases, dans une zone assez longue, mais plus ou moins large, il résulte que la puissance utile du filon ou, pour mieux dire, du remplissage métallifère est très variable soit par rapport à la direction, soit par rapprt à la profondeur. En effet, en certains endroits de la zone fracturée, c'est la roche des bords qui domine et en d'autres on trouve en abondance le remplissage métallifère, parce que dans ces derniers endroits il y avait de grands espaces vides.

La Veta Madre, à la surface et dans une grande partie de son cours, se rencontre entre le "conglomérat rouge" et le schiste, le premier au-dessus et le second au-dessous du filon. Au fond, elle coupe les schistes et les roches diabasiques qui y sont intercalées; parfois elle suit en contact avec ces roches, tandis qu'ailleurs elle est encadrée seulement dans les roches diabasiques ou dans les schistes. La présence de ces deux roches si différentes en dureté et le rencontre de la roche ignée injectée dans la roche sédimentaire causent, comme on le comprendra facilement, de fréquents changements dans la direction, l'inclinaison et la puissance des diaclases quand elles

passent d'une roche à l'autre. En conséquence, les divers corps et embranchements minéralisés compris dans la zone fracturée, changent aussi de direction, d'inclinaison et de puissance quand varie la roche des épantes. Ces changements sont fréquents, comme on a pu le remarquer, soit quant à la direction, soit quant à la profondeur; de ce nombre nous citerons ceux du filon Juanita dans la mine Cata, au niveau de San Guillermo: en cet endroit, le filon est encadré dans le schiste avec direction à 50° N.O. et inclinaison 37° S.O.; dix mètres plus bas il est encadré dans la roche diabasique et là il a un direction de 38° N.O. et inclinaison 70° S.O., puis il se rétrécit. Ensuite, il rentre dans la schiste se dirigeant à 25° N.O.: de nouveau il pénètre dans la roche diabasique à 38° au N.O. et une inclinaison de 83° au S.O. Enfin, il rentre dans le schiste avec une direction de 20° au N.O.

Comme on le voit par ce qui précède, ce n'est pas seulemment la puissance mais aussi la direction et l'inclinaison des divers corps et embranchements de la Veta Madre qui souffrent de nombreuses variations tant en longueur qu'en profondeur.

Les mêmes changements de direction, mais surtout d'inclinaison s'observent dans les filons de Sta. Lucía et de Sta. Inés de la mine El Nopal, filons parallèles à la Veta Madre et encadrés dans le "conglomérat rouge." Cependant ils sont étroits, bien que riches en minérai.

Vers le N.O. de Valenciana, dans les concessions de Esperanza, Protectora et La Cebada, on rencontre plusieurs branches parallèles à la Veta Madre, dont elles sont séparées par une solution de continuité prouvée par les travaux d'exploration de la mine Victoria. Ces branches, généralement étroites, sont encadrées dans le

schiste et les roches diabasiques; leur direction, ainsi que leur inclinaison, est assez variable.

Au S.E., il y a probablement une interruption de la Veta Madre quand elle atteint le massif éruptif qui s'étend du Cerro Chichíndaro vers le Sud et l'Est. En effet, on ne l'à pas retrouvée dans les environs de cette montagne quand on a ouvert les galeries d'exploration de Valentín, San Renovato et San Rafael. En échange, à un kilomètre au Sud du Chichíndaro, commencent à apparaître des fractures minéralisées appartenant aux systèmes N.S. et S.O., systèmes dont la ligne bissectrice suit la même direction que la Veta Madre. Nous allons en dire quelques mots.

Système de filons N.E.—Citons d'abord comme filon de ce système et situé dans la partie S.E. de la zone centrale des fractures, le filon de El Cedro qui s'étend jusqu'à la mine Cardones à un kilomètre et demi de distance. Ce filon est encadré dans des brèches rhyolitiques et des andésites d'hypertène et d'augite, sa direction varie entre 5° 7 et 25° N.O. et son inclinaison entre 49° et 60° au S.O. Sa puissance est fort variable et atteint jusqu'à 26 mètres, en y comprenant les morceaux de roche formant les éponts, intercalés dans le remplissage. Ce filon se trouve aussi, en effet, dans une zone de diaclases groupées beaucoup plus étroite que la zone de la Veta Madre.

Dans la partie N.O. de la zone centrale, il y a plusieurs petits filons du système N.S., comme celui de Flores de María et beaucoup d'autres sans nom, les uns contemporains de la Veta Madre, les autre plus récents. Ils coupent le remplissage de la première sans produire de dislocations considérables. Dans les environs des croisements de ces petits filons, ou de diaclases du système N.S. non minéralisées, avec les filons 45° N.O. on observe

une augmentation de richesse dans les minerais utiles de ces derniers.

Filons du système E.O.—Dans la partie S.E. de la zone centrale, ainsi qu'au Sud et à l'Est de la mine El Cedro, on rencontre plusieurs filons de peu d'étendue et de puissance, suivant des directions qui varient entre 70° N.O. et 80° N.E. et avec inclinaisons au N. ou au S. variant entre 50 et 80°. Parmi ces filons, encadrés dans des rhyolites, des brèches rhyolitiques et le "conglomérat rouge," nous citerons ceux qui sont connus sous les noms de S. Vicente, Sta. Anita, Canales, El Conejo, et celui qui va de la mine El Carmen vers El Pingüico.

STRUCTURE DES FILONS ET DISTRIBUTION DES MINERAIS.

Les espaces vides irréguliers qui restèrent entre les morceaux de la roche des éponts fractionnée par les diaclases, se remplirent plus tard des minerais déjà indiqués, et ceux-ci en cimentant les dits morceaux donnèrént aux filons la structure bréchеuse. En beaucoup d'endroits dans ces filons, le ciment minéral n'affecte pas la structure en croûtes, et c'est pourquoi en général la structure des filons est bréchеux simple. Cependant en d'autres endroits, comme dans la mine de Peñafiel et surtout dans celle de Cata, le ciment se rencontre sous la forme de croûtes concentriques, parfois planes, tapissant et remplissant les espaces vides déjà mentionnés et formant ce que l'on appelle à Guanajuato "cintas de reata" et desquelles on peut citer commes un très bel exemple celles qui se trouvent dans les labeur de la Chiripa, dans la mine Cata.

On ne peut établir de règle fixe relativement à l'ordre de succession dans les dépôts de minerais qui constituent

le remplissage de ces gisements, même en étudiant les lieux où le remplissage présente la structure en croûtes, concentriques ou planes. Il semble plutôt que la composition chimique qualificative des solutions qui circulèrent dans les espaces vides mentionnés ne souffrit pas de changements remarquables; peut-être, cependant, s'appauvrirent-elles progressivement dans les composés de métaux nobles.

La composition chimique de la roche formant les côtés semble avoir eu quelque influence sur la nature du remplissage métallifère, mais aucune dans la concentration de ce remplissage dans des zones d'enrichissement. En effet, la proustite se rencontre dans les filons ou parties de filons encadrés dans les roches diabasiques, comme dans le dictrict minier de La Luz et dans quelques autres endroits, bien que rares, de la Veta Madre. Le même minerai ne se trouve pas dans les filons encadrés dans le schiste. La quantité d'or contenue dans les minerais est supérieure dans les filons encadrés dans les rhyolites et les brèches rhyolitiques, comme celles de El Carmen, El Cedro, El Nayal, que dans ceux qui sont encadrés dans le schiste et le "conglomérat rouge" comme la Veta Madre. Mais on a recontré, tant dans les schistes, les roches diabasiques, et le conglomérat rouge, que dans les rhyolites et brèches rhyolitiques, des zones d'enrichissement d'une importance industrielle considérable.

La concentration des minerais utiles dans des zones d'enrichissement semble être due principalement au caractère physique de la roche des éponts à sa dureté et sa perméabilité. La première a influé sur la puissance de la cavité qui se remplit plus tard de dépôt métallifère. La seconde, due principalement au crevassement de la roche, est intervenue dans la differentiation et la concen-

tration des minerais dans zones d'enrichissement, en permettant peut être le mélange de solutions de composition différente. C'est ainsi que dans presque toutes les mines de Guanajuato, on observe que les parties les plus riches sont situées aux environs des croisements des filons avec les diaclases transversales du système N.S., au contraire, dans les parties où ces diaclases n'existent pas, le remplissage des filons est pauvre en métaux nobles ou en est complètement dépourvu.

La zone d'oxydation de ces filons, bien qu'irrégulière est très superficielle, car à très peu de profondeur commencent à apparaître les sulfures de dépôt primitif. Dans cette zone de lixiviation on trouve le quartz carié nommé "charrascos" et le sulfate acide de fer, principalement dans le premier étage, au N.O. du puits Soledad dans la mine Sirena. Mais comme cette zone est complètement épuisée, ainsi que celle de transition à la zone de sulfures de dépôt primitif, il nous a été impossible de faire une étude détaillée relativement aux enrichissements secondaires.

AGE DES FILONS.

Les filons de la Sierra de Guanajuato coupent le "conglomérat rouge" et aussi le "losero;" par conséquent ils sont postérieurs aux roches sédimentaires néocènes déjà mentionées et nous les considérons comme appartenant au néocène supérieur, et de la même époque, peut-être, que l'émission basaltique du Cerro Cubilete.

GENÈSE DES FILONS.

Pour résumer quelques-uns des faits déjà cités on peut dire ce qui suit: Les actions tectoniques en combinaison avec de fortes pressions latérales produisirent des fractures en groupes formant des zones de diaclases, zones régulièrement larges, peu disloquées mais très brisées. A l'intérieur, après, le rétablissement des fragments de roche fracturée, il resta des cavités de formes et de dimensions très irrégulières. Ces fractures, exokinétiques et de pression suivirent souvent les surfaces de moindre résistance; aussi les rencontre-t-on en abondance dans la zone de contact entre les roches d'époques différentes, c'est-à-dire de contact entre les schistes métamorphiques et le "conglomérat rouge" et aussi les premières avec les roches diabasiques en différentes endroits. Ces fractures, en rencontrants des roches de dureté différente changèrent de direction d'inclinaison et de puissance; elles sont moins ramifiées et plus franches, mais ont moins de puissance dans les roches les plus dures. Les efforts de pression horizontale se renouvelèrent et produisirent de nouvelles fractures parallèles à celles des systèmes existants, alors que celles-ci avaient déjà été minéralisées. D'un autre côté, tous les faits observés et surtout l'association des minerais dans ces filons, induisent à croire que les gisements métallifères mentionnés sont dûs à la circulation d'eaux thermo-minérales ascendantes dans les espaces vides qui se trouvaient dans les zones fracturées. Les eaux thermo-minérales, par des substitutions métasomatiques avec la roche des épontes, et surtout par le mélange avec des solutions de composition chimique différente, et la diminution de température et de pression, déposèrent des minerais dans les espaces vides par où elles

passèrent, concentrant les minerais utiles dans des zones d'enrichissement, surtout dans les environs des croisements des fractures principales avec des diaclases transversales du système N.S. Ce dépôt minérai cimenta les fragments de roche qui bornaient le trajet de la circulation des eaux. Ce ciment forma en divers endroits des croûtes concentriques ou la circulation des eaux fut peut-être plus active.

CLASIFICATION DES GISEMENTS.

Ils sont primaires épigénétiques, remplissant des cavités préexistantes, renfermées dans des zones fracturées par des diaclases exokinétiques et de pressión, ils sont dûs à la circulation d'eaux thermo-minérales ascendantes; ils ont la forme de filons de structure brécheuse ils sont argentifères avec aloi d'or; ils sont encadrés dans des schistes argileux et des roches diabasiques et rhyolitiques.

EXPLOITATION DES FILONS.

C'est seulemnt de nos jours que l'on a commencé à perfectionner les méthodes d'exploitations dans le Mineral de Guanajuato, méthodes qui, auparavant, étaient aussi imparfaites que peu économiques. Les zones d'enrichissement, "clavos," ont été exploitées en grande partie en ouvrant pour chacune d'elles un puits vertical, parfois très profond, comme les suivants. El Cristo, San Antonio et Guadalupe, dans des concessions de Valenciana. Ce sont des ouvrages coûteux que l'on aurait évités au moyen d'un transport intérieur économique et perfectionné, lequel aurait permis de réduire grandement le nombre des puits verticaux. Le transport intérieur se faisait à

dos d'homme depuis les labeurs des travaux jusqu'aux bureaux des puits et parfois même jusqu'à l'ouverture des mines; mais actuellement ce service se fait par voie ferrée dans les souterrains. L'extraction et l'épuisement se faisaient au moyen de machines à molettes de grands tonneaux étant employés pour le transport de l'eau; aujourd'hui, ces services se font dans quelques mines au moyen de machines et de pompes électriques.

La quantité d'eau qui existe dans les mines de Guanajuato n'est pas considérable et on peut dire que la moyenne est de sept litres par seconde dans les mines les plus profondes de la Veta Madre. La roche formant les épontes des filons n'offre pas de grande résistance au forage, en même temps qu'elle est suffisamment consistante, ce qui évite les travaux de boisage en beaucoup d'endroits. Là où la roche est trop faible, il suffit d'employer du bois de chêne de 16 cm. de diamètre pour fortifier à peu de frais les galeries.

La ventilation des mines s'effectue naturellement et elle est assez bonne.

METALLURGIE.

Les minerais riches extraits des mines sont envoyés aux fonderies du pays; les minerais pauvres ou "azogues" sont traités par le système d'"amalgamación por patio" ou dans des pans. Dernièrement, on a commencé à employer le système de cyanuration pour le traitement des minerais contenus dans les anciens halde de déblais.

Avant de terminer cette étude nous sommes heureux de manifester publiquement notre reconnaissance à MM. Manuel Balarezo, Ponciano Aguilar, Andrés Bravo, Je-

sús Fernández, Pío Alatorre, Mc Donald et G. Bryan, qui nous ont fourni tous les moyens nécessaires pour terminer heureusement cette étude et lui donner toute la valeur possible.

INSTITUT GÉOLOGIQUE NATIONAL.—Mexico, le 10 février, 1905.

ERRATA.

Page	4	ligne	31	au lieu de	Veta Grande	lissez	Veta Madre
,,	6	,,	11	,, ,, ,,	(2381)	,,	(2831)
,,	11	,,	24	,, ,, ,,	ardoise	,,	schiste
,,	15	,,	4	,, ,, ,,	glissements	,,	coulées
,,	24	,,	7	,, ,, ,,	Veta Grande	,,	Veta Madre
,,	25	,,	12	,, ,, ,,	70°S.O.	,,	75°S.O.
,,	26	,,	14	,, ,, ,,	N.E.	,,	N.-S.
,,	28	,,	4	,, ,, ,,	qualificative	,,	cualitative

Guide des



ılatic.

ECIDA.

ns d

EL DIAI
IAMOR

CAYI

tations.

LAS

CIDA.

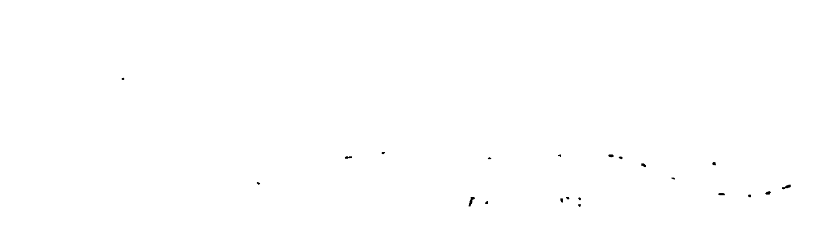
SIR

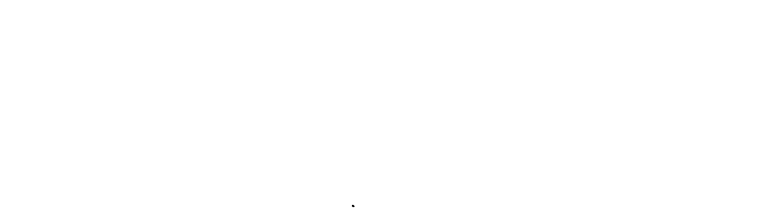
ns dans

EL DIAMANTE,
IAMORA.

S. CAYETANO

is du n







XVI

(EXCURSION DU NORD).



GÉOLOGIE DES ENVIRONS DE ZACATECAS

PAR

C. BURCKHARDT ET S. SCALIA.

GEOLOGIE DES ENVIRONS DE ZACATECAS.

PAR MM. C. BURCKHARDT ET S. SCALIA.[1]

(Avec une carte géologique, une planche de profils et 11 figures).

I

INTRODUCTION.

La Serranía de Zacatecas est un petit groupe de montagnes, qui s'élève presque complètement isolé de la grande "Mesa Central." De trois côtés ce groupe est entouré par la plaine et seulement au sud et sudouest il se relie par quelques collines à la Sierra Fría et la Sierra de las Palomas.

La région est aride, un véritable désert, rendu plus triste encore par les ruines d'anciennes mines aujourd'hui abandonnées, qu'on rencontre partout comme des témoins de la grande richesse du sol de cette région, qui a été jadis un des plus riches districts de mines de la République.

Le relief de la Sierra est bien monotone; elle est formée par des groupes de collines plus ou moins arrondies, qui se ressemblent tous. Seulement là, où des nappes rhyolitiques couronnent les montagnes, le relief est

1 Le texte a été rédigé par C. Burckhardt.

plus varié; alors on observe des crêtes escarpées comme celles de la Bufa et de la Mesa del Cerrillo.

La grande richesse du sol attirait non seulement l'attention des mineurs mais encore des savants, surtout des géologues. Ainsi depuis les temps de Humboldt nous trouvons une large série de travaux, qui s'occupent de la géologie de Zacatecas. Nous ne pouvons pas faire ici une bibliographie complète de la région; nous nous bornerons de citer les travaux les plus importants et de faire passer en revue les idées les plus remarquables, qui ont été émises sur la géologie de Zacatecas.

Le Baron *A. de Humboldt.* (Ensayo político sobre el reino de la Nueva España, tome III, p. 113. Paris. 1822.) est le premier, qui nous a donné quelques renseignements sur la constitution géologique de la région. Il reconnût la grande ressemblance avec le district de Guanajuato et assimila les schistes de la région aux couches de transition.

En 1836 a paru le tome second du travail de *M. Joseph Burkart* intitulé: "Aufenthalt und Reisen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834." (Stuttgart 1836). Dans ce travail M. *Burkart* consacre le premier chapitre (p. 1-83) aux environs de Zacatecas. On ne peut qu'admirer aussi bien la précision des observations que la clarté et le bonsens des conclusions de cet auteur. Son travail, accompagné d'une carte géologique de Zacatecas au 36,000^{e}., restera toujours fondamental pour toutes les recherches ultérieures.

Burkart distingue six formations géologiques dans les environs de Zacatecas, à savoir de bas en haut: 1, les Schistes; 2, la Diorite; 3, le Feldstein; 4, les Grès rouges; 5, les roches trachytiques et 6, le calcaire moderne.

Quoique *Burkart réunit* toutes les schistes de la ré-

gion, il est cependant remarquable qu'il a déjà reconnu, qu'il y a des différences entre la partie inférieure et supérieure de ces roches. Il dit (p. 20 l.c.) : "dans les couches inférieures on voit des talcschistes, qui disparaissent en haut pour faire la place à des schistes bleus." *Burkart* observa aussi des couches de quartzite intercalées entre les schistes, et il les compare avec les roches de la vallée du Rhin près de Bingen.

Quant à la roche verte, nommée Diorite, *Burkart* reconnût déjà, qu'elle contient des intercalations d'autres roches, surtout de schistes argileux et de schistes siliceux. Enfin *Burkart* arrive à la conclusion, que les grès rouges, considérés par lui comme équivalents du Permien inférieur, sont plus anciens que les trachytes (rhyolites) et que ces dernières, qui s'observent aujourd'hui isolément à la Bufa et au Cerrillo, séparées par la vallée de Zacatecas, ont jadis formé une nappe continue, qui a été détruite plus tard par l'érosion lors de la formation de la vallée de Zacatecas.

Plus tard, en 1871, M. *Laur* (De la métallurgie de l'argent au Mexique, Annales des Mines, tome XX. Paris. 1871. 4.e livraison, p. 41-43) nous donne un profil géologique de la région, qui se compose de haut en bas de la série suivante:

1.—Un conglomérat rouge à ciment argileux contenant des fragments de syénite, sans débris de trachytes.

2.—Une roche feldspatique (la roche verte) considérée par l'auteur comme roche sédimentaire et appelée "grauwacke."

3.—Un schiste noir argileux.

4.—Un calcaire et des grès, associés à des quartzites et des schistes transformés en petrosilex.

Il est à remarquer, que *Laur* pense, que la diorite tra-

verse sous forme de filons la roche, qu'il nomme grauwacke, et qu'il admet, que la rhyolite de la Bufa affecte la forme d'un puissant filon, qui s'est ouvert le chemin à travers la gauwacke.

MM. *Fuchs et De Launay* dans leur, "Traité des Gîtes minéraux," ont donné en 1893 un aperçu de la géologie de Zacatecas en y ajoutant une coupe géologique de la région. Ces auteurs se basent presqu'exclusivement sur le travail cité de *Laur*.

On doit quelques observations fort judicieuses sur la géologie de Zacatecas au Prof. *vom Rath*, qui publia en 1886 une note sur ses observations dans les Etats de Chihuahua et Zacatecas (Verhandlungen des naturhistorischen Vèreins der preussischen Rheinlande, 43 Bonn 1886 p. 225). Cet auteur mentionne déjà, que le filon de la Cantera, derrière La Bufa, coincide avec une faille (p. 247), et il communique quelques observations intéressantes sur la Roca verde. Il dit, qu'il est probablement plus correcte de désigner cette roche comme Diabase que de la nommer Diorite avec *Burkart* (p. 245) et il mentionne les rapports intimes entre la Roca verde et les schistes argileux (p. 250 où vom Rath dit verbalement: "Der Weg nach El Bote entblösst einen meist fast massig abgesonderten Schiefer, welcher zwischen Thonschiefer und Diabasschiefer schwankt. Mit Rücksicht auf den Uebergang des "Diorits" in schiefrige Varietäten ist die Grenze gegen den Thonschiefer kaum genau anzugeben.")

Dans le "Bosquejo Geológico de México" (Boletín del Instituto Geológico de México, núms. 4-6, 1896), M. *José G. Aguilera* émet l'opinion, que la roche verte de Zacatecas faisait éruption à la fin de la période miocène. Dans la coupe géologique de México au Paso del Norte et

dans la Carte géologique, qui accompagnent ce mémoire, les schistes de Zacatecas sont considérés comme des schistes cristallins.

Enfin en 1900 M. Ezequiel *Ordóñez* ("Las Rhyolitas de México," primera parte, Boletín del Instituto Geológico de México, número 14), publia un chapitre spécial concernant la Bufa de Zacatecas (loc. cit. p. 26). Il pense que la Bufa est "un exemple excellent d'une éruption par fente," rapporte le conglomérat rouge, qui forme la base de la rhyolite, au miocène et croit, que les éruptions rhyolitiques ont eu lieu pendant l'époque pliocène.

Qu'il nous soit permis de remercier sincèrement tous ceux, qui ont contribué à notre travail soit par des renseignements soit d'autre manière; nous mentionnons tout spécialement: MM. *J. G. Aguilera, E. von Mojsisovics, J. Perrin Smith, E. Ordóñez, E. Böse* et *P. Waitz.* Nous sommes en outre fort obligés envers M. le Professeur *H. Rosenbusch* à Heidelberg, qui a bien voulu examiner quelques échantillons de roches éruptives et qui nous a communiqué ses observations sur ces roches, qui seront publiées ci-dessous.

II

APERÇU GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION.

Nous avons vu dans notre aperçu historique, qu'on avait jusqu'ici réuni tous les schistes argileux de la région, sans savoir à quel âge géologique ils appartiennent. Tantôt on admettait, que ce sont des schistes cristallins anciens, tantôt on était disposé à croire, qu'ils appartiennent au système crétacique.

Nos études nous ont démontré, que les *schistes* et les roches, qui les accompagnent (quartzites, grès et argiles),

appartiennent à deux séries différentes, séparées par une discordance.

La *série inférieure* se compose surtout de schistes à séricite, bariolés, très-puissants et fortement plissés, qui occupent la partie occidentale de la région étudiée entre la chaîne du Cerro Magistral et le Cerro Pimienta. Ce sont les sédiments les plus anciens de la région; en tout cas ils doivent être plus anciens que le Trias supérieur, qui les couvre en discordance.

La *série supérieure* des schistes se distingue déjà par la nature des roches de l'inférieure, sur laquelle elle repose en discordance bien nette. Ce ne sont plus les schistes à séricite luisants et bariolés de la série ancienne, ce sont des schistes siliceux de couleur bleu-foncé alternant avec des argiles, grès et quartzites. Heureusement nous avons pu découvrir dans ces schistes des fossiles assez nombreux, qui permettent de prouver leur âge triasique supérieur (probablement étage Carnien). Ce sont surtout des Bivalves, entre lesquelles prédomine le genre Palaeoneilo Hall, et quelques fragments d'Ammonites (Anatomites, Sirenites).

Ces couches ont un intérêt tout particulier, car jusqu'ici on croyait, que le Trias marin manque complètement au Mexique, et que les terrains triasiques y sont seulement représentés par les couches terrestres ou saumâtres du Rhétien.

Les couches triasiques s'observent seulement en deux endroits assez limités dans la vallée de l'arroyo Pimienta ou Calavera. Elles y forment le centre de deux synclinaux et reposent en discordance sur les schistes anciens.

La *roche verte,* ou Diorite des anciens auteurs, est selon les observations de M. *Rosenbusch* une *Spilite* souvent schisteuse, qui passe en beaucoup d'endroits à des schis-

tes argileux. On peut en distinguer deux parties: une inférieure, intercalée entre les couches triasiques, plissée avec elles et y passant graduellement, est certainement isochrone avec ces couches et possède un âge supratriasique; une supérieure, couvrant en discordance les couches anciennes et triasiques sous forme d'une nappe très-étendue et peu disloquée, ne peut avoir été formée qu'après un plissement, qui disloqua les couches triasiques et la partie inférieure de la roche verte y intercalée.

Les deux parties de la roche verte ont donc un âge différent, car leur formation a été séparée par une période de plissement; il est cependant fort remarquable que les caractères pétrographiques restent néanmoins les mêmes dans les deux parties, ce qui indique, que la différence d'âge ne peut pas être très-grande.

L'intercalation de la roche verte inférieure, entre les sédiments marins du Trias et leur passage graduel dans ceux-ci nous enseigne, que la partie inférieure de cette roche s'est formée par des éruptions sous-marines supratriasiques dont les produits se mêlaient par place avec les sédiments normaux du Trias supérieur.

Après la formation de la roche verte survint une longue période d'érosion pendant laquelle se formèrent dans les dépressions des *brèches de Roca verde* et des *grès* (grès rouges et conglomérats rouges des auteurs). Ces roches détritiques sont les seuls produits d'une longue période continentale posttriasique et remplissent la partie basse de la vallée de Zacatecas.

Les *roches rhyolitiques* de la région ont fait éruption après la formation de la plus grande partie des brèches, quoiqu'il est certain, que ces brèches ont continué à se former par place aussi plus tard.

La *rhyolite* des environs de Zacatecas, accompagnée de tufs et brèches, est une roche plutôt granuleuse, qui forme la crête de la Bufa au Nord, la Mesa du Cerrillo au Sud de la vallée de Zacatecas et quelques collines entre les deux. Comme le reconnût déjà J. *Burkart* il ne peut avoir aucun doute, que ces masses rhyolitiques ont été jadis en continuation formant une vaste nappe et qu'elles ont été morcelées plus tard par l'érosion.

Des roches *porphyriques* et *rhyolitiques* assez différentes s'observent dans la partie occidentale de notre région d'études. Elles traversent les schistes et la roche verte sous forme de filons plus ou moins obliques, dirigés à peu près du Sud au Nord. Ces filons s'élargissent en haut pour former une véritable nappe. Ainsi s'observent sur les cîmes et les crêtes des montagnes de la région occidentale, des restes plus ou moins étendus de cette nappe, formés par le morcellement de celle-ci par l'érosion.

Après avoir donné un résumé géologique de la région, nous allons maintenant examiner avec plus de détail les différents éléments géologiques.

1.—Schistes à séricite anciens.

Les schistes anciens s'observent dans la partie occidentale de la région d'études. Le Cerro del Gil au nord, la chaîne du Cerro Magistral au Nordest, le Cerro del Grillo à l'Est et la chaîne du Cerro del Bote au Sud entourent une dépression occupée par les vallées de l'Alamo et de la Ladrillera. Une masse très-puissante de schistes anciens affleure dans cette dépression et forme une sorte de dôme, car les couches plongent de trois côtés vers l'extérieur de la masse. Au Sud du Cerro Gil on observe un

plongement vers le Nord, à l'Ouest du Cerro del Grillo vers l'Est au Nord du Cerro del Bote vers le Sud. Dans ce puissant complexe nous pouvons distinguer deux séries différentes; une inférieure très-puissante, formée par des schistes lustrés noirs et une supérieure, qui se montre aux environs du cerro Encinillo et qui est composée de roches plus variées, principalement de schistes à séricite vineux et de conglomérats et grès, tantôt de la même couleur, tantôt verdâtres, contenant principalement des fragments des schistes rouges.

Au Sud de la grande masse de schistes anciens décrite et en connexion avec elle affleure une seconde masse assez considérable des mêmes roches. Cette masse occupe la vallée de la Calavera ou de la Pimienta, recouverte de tous les côtés par des roches plus modernes, sutout, par la roche verte, et divisée en deux parties par un synclinal triasique. Cette masse montre un plissement intense, étant composée d'une multitude de petits plis couchés vers l'ouest. Les roches principales sont les mêmes schistes à séricite vineux, que nous avons déjà cité, accompagnés de schistes verdâtres et passant graduellement dans des bancs de brèches et conglomérats schisteux de la même couleur. D'après un examen microscopique de M. E. *Ordóñez* ces dernières roches sont composées de séricite avec des grains de quartz et des fragments de cristaux de feldspath.

Entre les roches schisteuses s'observent en outre des bancs peu puissants de calcaires grisâtres, et à la base de la série (aux environs de la ligne du chemin de fer Central au Nord du Cerro Pimienta) affleurent des brèches quartzitiques grises, des schistes à séricite noirs et des quartzites et grès gris alternant avec des schistes noirâtres.

L'âge des schistes anciens est probablement prétriasique, car ils sont surmontés en discordance par les couches du Trias supérieur comme nous le démontrerons ci-dessous. Mais il n'est pas possible de dire s'ils appartiennent à la série paléozoïque ou azoïque.

2.—Couches marines du Trias supérieur.

Les couches supratriasiques reposent en discordance sur les schistes anciens en formant le centre de deux synclinaux couchés, ouverts vers l'ouest, qui s'observent dans la vallée de la Pimienta. L'existence de ces synclinaux est prouvé par la distribution des roches dans les deux bandes triasiques intercalées entre les schistes anciens. On observe en effet des quartzites et des grès quartzitiques gris-foncés, qui contiennent des fragments de quartz et de feldspath, au centre des deux séries triasiques, tandis que ces roches sont limitées des deux côtés par une série assez puissante de schistes siliceux et argileux noirs ou bleu-foncés alternant avec des grès verts et des argiles verdâtres et grises. Toutes ces roches plongent vers l'est. L'existence des synclinaux se révèle d'ailleurs clairement dans un endroit, où nous avons pu observer le recourbement des couches quartzitiques, qui forment le centre des synclinaux (voir fig. 3). Les synclinaux sont dirigés du nord au sud, mais leur direction n'est pas complètement droite sinon un peu courbée en forme de croissant.

Il est remarquable, que les couches triasiques s'observent seulement dans deux endroits restreints de la vallée de la Pimienta; cela tient à deux causes: d'abord ces couches ont été détruites par l'érosion dans la plupart des endroits, où affleurent les schistes anciens, ensuite elles

sont recouvertes dans la plus grande partie de notre région d'études par la nappe étendue de roca verde.

Nous avons déjà remarqué, que les couches triasiques reposent en discordance sur les schistes anciens. On observe clairement cette discordance dans l'Arroyo Calavera, où l'on constate, que les schistes argileux noirs de la série triasique remplissent les inégalités du sous-sol, formé par les schistes et brèches anciens. Ils reposent sur ces roches avec une surface ondulée irrégulière (voir fig. 1). En outre l'on voit, que les couches triasiques, qui couvrent les roches anciennes, contiennent beaucoup de fragments de ces roches. Ces fragments sont en partie très-considérables, en partie plus petits, de simples galets (voir fig. 2). M. E. *Ordóñez,* qui a examiné sous le microscope les roches anciennes immédiatement à la base de la discordance et les fragments de ces roches intercalés dans les couches basales du Trias superposé, est arrivé au résultat que les deux roches sont très-semblables: ce sont des roches bréchiformes, schisteuses, composées surtout de séricite, de grains de quartz et de fragments de cristaux de feldspath.

Les fossiles triasiques se trouvent dans deux localités différentes. La première est située tout près de l'endroit, où l'Arroyo Calavera ou Pimienta est traversé par un pont, le "Puente del Ahogado." Là, dans le flanc oriental du synclinal triasique oriental, se trouvent les fossiles tantôt dans les schistes siliceux noirs tantôt dans une roche argileuse grise. Ces couches sont remplies de fossiles, surtout de Bivalves de petite taille, tandis que les Ammonites sont rares et fragmentaires.

Entre ces fossiles abondent avant tout les espèces du genre *Palaeoneilo.* Nous en pouvons distinguer plus d'une vingtaine d'espèces, ce qui démontre, que ce genre

est encore plus abondant dans nos couches que dans les localités dévoniennes classiques des Etats Unis, d'où *Hall* décrivait pour la première fois le genre. Nos espèces de Palaeoneilo paraissent toutes nouvelles; quelques-unes montrent cependant des rapports avec des espèces paléozoïques des Etats Unis et avec des espèces des couches triasiques supérieures (Pachycardientuffe) des Alpes orientales. Les autres fossiles sont relativement rares, nous en pouvons citer une Halobia et quelques fragments d'Ammonites. Ces dernières, quoique mal conservés et fragmentaires, nous donnent cependant des renseignements précieux sur l'âge des couches.

En vue de la difficulté de déterminer ces fragments et de la grande importance de ces restes, étant donné que les couches marines du Trias étaient complètement inconnues au Mexique jusqu'à ce jour, nous nous sommes adressés à MM. *von Mojsisovics* et *Perrin Smith*, en leur communiquant les photographies de ces Ammonites. Nous remercions sincèrement ces deux savants, qu'ils ont bien voulu nous transmettre leur opinion, et nous nous réjouissons, qu'ils soient arrivés indépendamment à la même conclusion, c'est à dire, que nos couches doivent appartenir probablement à l'étage carnien du Trias supérieur. Entre les Ammonites il faut surtout citer *Juvavites (Anatomites) Mojsvari n. sp.* et *Sirenites Smithi n. sp.*, dont la dernière montre d'après les communications de M. P. *Smith* des relations intimites avec le *Sirenites Lawsoni* Hyatt et Smith du Trias supérieur (étage carnien) de Californie.

La seconde localité fossilifère se trouve dans le flanc oriental du synclinal triasique occidental, aux pentes d'une colline (voir la carte). Ici ce sont des grès verdâtres et des roches argileuses, qui nous ont fourni des fossiles.

La faune est un peu différente, car il y a surtout des Aviculidées d'aspect très-ancien; cependant des espèces de Paleoneilo ne manquent pas.

Il est prouvé par ces découvertes de fossiles, que la partie supérieure des schistes de Zacatecas appartient au terrain triasique supérieur marin. En tenant compte du grand intérêt de ce resultat nous venons de publier dans le "Boletín 21 del Instituto Geológico de México," la description paléontologique de la faune et pour tous les détails nous renvoyons le lecteur à ce travail.[1]

Nous avons déjà remarqué, que la partie inférieure de la roca verde alterne avec les sédiments triasiques et y passe graduellement, ce qui prouve leur formation contemporaine avec ces sédiments. Nous étudierons en détail cette roche dans le chapitre suivant.

3.—Roca verde.

Spilite d'après Rosenbusch.

Dans la Sierra de Zacatecas on connait depuis longtemps une roche verte, qui est très-repandue dans la région et passe par place à des schistes argileux. La roche verte a généralement été appelée "roca verde."

J. Burkart nommait la roche verte "Diorite," une désignation qui a été acceptée par beaucoup d'auteurs postérieurs. *Ordóñez* dans son travail sur les rhyolites (l. c. p. 26) considère la roche verte comme une roche andésitique, qui passe aux diabases, gabbros et porphyrites.

---

1 La faune marine du Trias supérieur de Zacatecas par C. Burckhardt en collaboration avec S. Scalia. Les Aviculidés seront décrites par M. *F. Frech* dans le Compte rendu de la Xe. session du Congrès géologique international.

Vom Rath a émis l'opinion, que la roca verde est plutôt une roche diabasique qu'une Diorite.

D'après la récente communication de M. le Prof. *H. Rosenbusch*, que nous publierons verbalement à la fin de ce chapitre, la roche est en général une Spilite et en relation avec elle s'observent des roches vertes schisteuses et des schistes argileux.

La liaison de la roca verde avec des roches schisteuses et avec des sédiments argileux est très-intime. Maintes fois on observe un passage tout à fait graduel de la roche verte souvent schisteuse aux schistes argileux, fait, qui a été déjà signalé par *vom Rath.*

Quoique la roche verte possède partout les mêmes caractères pétrographiques et montre par conséquent une grande uniformité, il régne en détail une très-grande variété, car outre les alternations multiples de Spilite, de roches schisteuses et tufeuses et de schistes argileux grisâtres, verdâtres ou rouges et leurs transitions graduelles, on observe encore une multitude de différences par suite de la décomposition des roches.

Quelquefois s'observent dans la roche verte des masses considérables de schistes argileux grisâtres bien stratifiés, qui montrent souvent un clivage très prononcé (voir fig. 5).

On peut distinguer deux parties de roche verte; une inférieure intercalée entre les sédiments triasiques, disloquée avec eux et y passant graduellement, et une supérieure, qui couvre en discordance les roches plus anciennes: schistes anciens, couches triasiques et roche verte inférieure, en formant audessus d'elles une espèce de nappe peu disloquée.

a.—Partie inférieure de la roche verte.

Comme le démontre la figure 3.ª de la Planche de Profils nous observons dans le lit de l'arroyo Calavera à l'ouest de l'endroit, où nous avons pu étudier nettement la discordance entre les schistes anciens et les couches triasiques, une série bien instructive pour prouver la contemporanéité des sédiments supratriasiques et de la roche verte inférieure. Audessus des schistes argileux noirs, qui forment la base de la série supratriasique, reposant en discordance sur les schistes anciens, s'observe d'abord une série de roche verte, qui plonge comme les couches décrites vers l'est. Cette roche verte contient plusieurs intercalations de schistes siliceux noirs, identiques avec les schistes siliceux du Trias superposé. A l'est la roche verte est recouverte par la série supratriasique fossilifère, dans laquelle elle passe graduellement par des couches, qui paraissent formées par un mélange de matériaux sédimentaires et d'éléments éruptifs. Ce sont d'abord des bancs d'une brèche de roche verte immédiatement superposée à la roca verde, ensuite des grès verts de plus en plus fins, qui contiennent probablement des éléments de la roche verte et sont à considérer comme des grès tufeux. Ces grès alternent avec les schistes siliceux noirs supratriasiques, qui augmentent peu à peu en épaisseur à mesure que les grès diminuent, de manière qu'ils les remplacent complètement vers l'est (voir fig. 4).

Ces faits nous montrent un passage graduel de la roca verde aux sédiments supratriasiques et paraissent nous enseigner, que la partie inférieure de la roche verte est contemporaine avec les couches triasiques et qu'elle s'est

formée par des éruptions sous-marines de cette époque.

Cette conclusion est confirmée d'une part par plusieurs autres intercalations de grès et argiles verdâtres entre les sédiments supratriasiques[1] (voir les profils), d'autre part par les intercalations de schistes siliceux noirs entre la roche verte (voir profils et carte). Enfin les intercalations fréquentes de schistes argileux entre la roche verte et leur passage graduel dans celle-ci nous amènent à la même conclusion: Ces schistes se formèrent là, où les roches spilitiques se chargèrent de vase argileuse, passant ainsi à de véritables sédiments marins.

b.—Partie supérieure de la roche verte.

Dans la région occidentale, entre la chaîne du Cerro del Bote au Nord et celle du Cerro Pimienta au Sud, on voit clairement, que la partie supérieure de la roche verte couvre en discordance comme une grande nappe les couches plus anciennes. Au fond des vallées de la Calavera et de la Nueva Valenciana s'observent en effet des schistes à séricite anciens, des sédiments triasiques et la partie inférieure de la roche verte formant un complexe disloqué et plissé avec des plis couchés vers l'ouest. Par contre, les petites chaînes de collines, qui limitent ces vallées et sont dirigées de l'est à l'ouest (chaîne du Bote au nord, chaîne entre les Arroyo Nueva Valenciana et Calavera, et chaîne du Cerro Pimienta au sud), sont dans leurs parties supérieures exclusivement formées par une nappe peu disloquée de roche verte. Cette roche verte doit donc leur existence à des éruptions, qui ont

1 M. le Prof. *Rosenbusch*, qui a examiné un échantillon d'une de ces intercalations, a bien voulu nous communiquer, que la roche paraît être une masse argileuse peut-être mêlée avec du matériel éruptif comme le "Schalstein" (voir ci-dessous).

eu lieu après un plissement des couches triasiques y comprise la partie inférieure de la roche verte.

Elle est par suite plus récente que la partie inférieure, cependant, comme elle est formée des mêmes roches que celle-ci,[1] la différence d'âge entre les deux parties de roche verte ne peut pas êtres très-grande et le mode de formation des deux doit être identique.

S'il est possible de distinguer deux parties de la roche verte dans la région occidentale, il est cependant bon à noter, que ces deux sont bien plus difficiles à séparer dans la région orientale, car là les sédiments n'affleurent pas à jour et les deux roches vertes, étant formées des mêmes élements, se confondent.

Ainsi dans les environs du Cerro del Grillo et dans la région entre Zacatecas et Veta Grande il n'est pas possible de séparer les deux parties de la roche verte, qui existent probablement aussi dans ces régions.

Remarques de M. le Prof. H. Rosenbusch sur la Roca verde et les intercalations argileuses dans celle-ci.

(Je reproduis la communicaction verbalement, en allemand, pour éviter des confusions).

I.—*Roca verde, unterer Theil.*

N.° *1. Arroyo Calavera.*—"Ein spilitisches Eruptivgestein in zersetztem Zustande. Einsprenglinge eines nicht bestiumbaren Plagioklases und Nester von Epidot

1 Monsieur le Prof. *Rosenbusch* a déterminé entre les échantillons de la partie supérieure de la Roca verde des Spilites et des schistes argileux. En outre il désigne une roche du Cerro Pimienta comme Diorite augitique (voir ci-dessous la description de ces roches).

mit Albit und etwas Quarz sowie von Quarz finden sich in einer wesentlich aus Plagioklas Leistchen bestehenden Grundmasse, die mit chloritischen Zersetzungsproducten, Calcit und Leukoxen erfüllt ist. Die Nester von Epidot mit Albit und Quarz sind wohl Pseudomorphosen nach Labrador."

N.º 2. Arroyo Calarera in der Nähe von N.º 1.—"Sehr räthselhaft; die Dicke des Schliffes erlaubt keine genaue Bestimmung der Gemengtheile. Die Angaben über die Zusammensetzung haben also bloss den Werth einer subjectiven Ansicht. Ein ganz von Quarz durchtränkter Fils von hellgrünen bis farblosen Diopsid (?) Microlithen umschliesst vereinzelte Pseudomorphosen von Quarz nach Feldspat (?) und sehr viel grössere rundliche Quarzkörner, die aussehen, als füllten sie ursprüngliche Mandeln. In diese ragen von aussen die Diopsid (?) nadeln hinein. Diese Quarze sind immer einheitliche Individuen, die Quarze der Feldspat? Pseudomorphosen stets Körneraggregate. Ferner enthält das Gestein einzelne grössere Nester von Epidotkörnern und Säulen. Quarzadern durchziehen das Gestein in allen Richtungen. Auch etwas Chlorit und Leukoxen sind sicher nachzuweisen."

N.º 3. Arroyo Calarera (zwischen den beiden Complexen alter Schiefer).—"In dem durchaus zersetzten Gestein erkennt man Chlorit, Leukoxen, Calcit, geringe Reste von Feldspat. Auch die Structur ist verwischt. Man kann nur sagen, dass das Gestein ursprünglich ein quarzfreies basisches Eruptivgestein oder der Tuff eines solchen war."

II.—*Roca verde, oberer Teil.*

N.° 4.—Südöstlich vom Cerro Pimienta.—"Ein spilitisches Gestein nicht unähnlich dem Gestein N.° 1. Andesin in Leisten, Augit in spärlichen Einprenglingen und Körnern. Sehr viel Calcit. Ob die Structur sehr fein ophitisch oder intersertal war, ist nicht mehr festzustellen."

N.° 5. Cerro Pimienta, Gipfel (nahe bei N.° 4).—"Ein hypidiomorph körniges Gestein, dessen unfrische Plagioklasleisten nach den Auslöschungen in der symmetrischen Zone zum sauern Labrador gehören (Schiefe im Maximum 18°, am häufigsten zwischen 7° und 12°) und dessen unfrischer Diopsid in kurzen Säulen und Körnern, hellgrün bis farblos, keine Dispersion der Axe B aber deutlich eine solche der Axe A erkennen lässt. Etwas Titanit, Ilmenit und Leukoxen Körner Die Interstitien ganz erfüllt mit einem anscheinend isotropen Chloritmaterial und Calcit. Das Gestein ist ein unfrischer Augitdiorit."

N.° 6. Nordwestlich vom Cerro Sierpe.—"Spilit mit nicht mehr bestimmbaren, unfrischen Einsprenglingen von Plagioklas. Augit nicht mehr erkennbar. Dit Grundmasse besteht aus Oligoklas viel Calcit und Epidot."

III.—*Einlagerungen von Thonchiefer in der Roca verde.*

N.° 7. Oestlich vom Puente del Ahogado.—"Fast quarzfreier Thonschiefer."

N.° 8. Cerro del Bote.—"Ist ein quarzreicherer Thonschiefer. Die Schliffe 7 und 8 erlauben wegen ihrer Dicke keine weitern Feststellungen."

IV.—*Einlagerung eines grünlichen, thonigen Gesteins in den Kieselschiefern der obern Trias.*

N.° 9. *Arroyo Calavera* (westlich vom Puente del Ahogado).—"Es scheint wesentlich eine von Limonit durchtränkte Thonmasse zu sein, der allerdings auch eruptives Material wie in den Schalsteinen beigemischt sein kann. Sicheres vermag ich bei der Dicke des Schliffes nicht zu erkennen."

4.—Brèches de Roca verde et grès.

(*Conglomérats et grès rouges des auteurs*).

Pendant la longue période continentale, qui suivait après la formation de la roche verte, se sont formés dans la dépression de Zacatecas (entre la Bufa au Nord, la chaîne du Grillo à l'Ouest et la Mesa del Cerrillo au Sud) des roches détritiques d'une épaisseur assez considérable. La plus grande partie des environs et du sous-sol de cette dépression, consiste de roche verte; il est donc très-naturel, que la brèche brune ou rougeâtre, qui s'y formait, contient presqu'exclusivement des fragments de roche verte et que le ciment de la brèche, une argile rouge, est aussi formé par des matériaux, qui proviennent de la roche verte. Outre les fragments prédominants de roche verte on observe dans la brèche des fragments d'une roche granitique ou dioritique, plus rarement des débris de schistes siliceux et argileux et de schistes à séricite anciens. Près de Guadalupe nous y avons aussi observé des fragments de rhyolite.

Quoiqu'il paraît certain, que la plus grande partie des brèches est plus ancienne que les rhyolites, qui la

recouvrent soit à la Bufa soit à la Mesa del Cerrillo, il n'est pas moins certain cependant, que la formation de la brèche a continué aussi après les éruptions rhyolitiques, car elle contient par place des fragments de la rhyolite.

Les brèches ne montrent pas de stratification nette; les fragments de roches, dont elles sont composées, ont en général les dimensions d'une poignée ou sont plus petites. Les brèches sont accompagnées de conglomérats qui passent par place à des grès et offrent alors une stratification assez claire. Les couches de ces roches, surtout visibles aux pentes australes de la vallée de Zacatecas, plongent tantôt vers le sud tantôt vers le nord.

5.—Roches rhyolitiques.

Déjà J. *Burkart* est arrivé à la conclusion, que les masses rhyolitiques isolées des environs de Zacatecas, qui s'observent à la Bufa, à la Mesa del Cerrillo, au Cerro del Padre et dans la vallée aux environs de Guadalupe, ont dû former jadis une nappe rhyolitique continue, qui a été morcelée plus tard par l'érosion.

En effet cette manière de voir est complètement justifiée, étant donné que les restes de la nappe couronnent les couches sousjacentes plus ou moins au même niveau et consistent tous de la même roche. Nous arrivons donc à la conclusion, qu'une nappe continue rhyolitique s'étendait jadis sur l'emplacement de la vallée de Zacatecas, réunissant les masses rhyolitiques de la Mesa Cerrillo avec celles du Cerro del Padre et de la Bufa. Cette nappe ne s'arrêtait certes pas à la Bufa, mais au contraire devait avoir jadis une extension considérable au nord de

cette montagne, car elle paraît limitée aujourd'hui au nord de la Bufa par une faille.

En effet la figure 6 nous démontre qu'à la pente australe de la Bufa affleurent des brèches de Roca verde et des grès, couronnés en haut par la rhyolite, qui forme la crête escarpée de la montagne. Des tufs rhyolitiques sont inclinés vers le nord. Toutes ces roches s'observent vers le nord jusqu'à la Veta (filon) de la Cantera, qui, inclinée vers le sud, les confine, car au nord de la veta affleure la roche verte. Il paraît donc évident, que la veta de la Cantera coincide avec une faille, comme l'a déjà constaté *vom Rath* en 1886.

La région au sud de cette faille s'est relativement baissée, mettant la rhyolite vers le nord en contact avec la roche verte, de manière qu'on pourrait croire que la première ne s'étendait jamais plus au nord, tandis qu'il paraît évident, qu'elle doit avoir existée aussi plus au nord, dans la région entre la Bufa et Veta Grande, audessus de la roche verte, et qu'elle y a été détruite plus tard par l'érosion.

La roche rhyolitique décrite est une roche plutôt granuleuse, souvent siliceuse, qui présente des couleurs grises, rougeâtres, brunes et jaunâtres. Avec la rhyolite alternent des tufs et des brèches rhyolitiques, qui sont surtout développés à la base de la série.

6.—PORPHYRE QUARTZIFÈRE ET LIPARITE (RHYOLITE).

D'après Rosenbusch.

(*"Feldstein" de J. Burkart*).

Les roches porphyriques et rhyolitiques de la région occidentale se distinguent nettement des rhyolites déjà décrites. Ce sont des roches moins granuleuses, siliceu-

ses, généralement blanches ou grisâtres, souvent tachetées en rouge et présentant quelquefois une structure fluidale.

D'après une communication, que nous devons à M. le Prof. *Rosenbusch*, et qui sera publiée verbalement à la fin de ce chapitre, les roches appartiennent à la famille des Porphyres quartzifères et Liparites (Rhyolites) et peuvent être classés parmi les Porphyres quartzifères, les roches felsitiques ("Felsitfels") et le "Mikrofelsitfels."

Ces roches, souvent accompagnées de brèches et de tufs, traversent les roches plus anciennes, surtout la roche verte, sous forme de filons assez minces, dirigés plus ou moins du nord au sud et plongeant généralement vers l'est. Ces filons s'observent surtout dans la région entre le Cerro del Grillo et le Cerro Valenciana (voir fig. 9, 10) ; ils ne sont pas toujours simples mais au contraire on observe souvent des groupes de plusieurs filons parallèles, séparés par la roche verte.

Les filons s'élargissent généralement en haut passant ainsi à une véritable nappe de la même roche (voir fig. 8). Cette nappe a certainement un jour couvert presque toute la région occidentale, mais plus tard elle a été détruite par l'érosion, de manière que nous n'en observons aujourd'hui que des fragments plus ou moins isolés, qui couronnent la chaîne du Cerro Magistral, le Cerro Cal y Canto, le Cerro de la Sierpe, le Cerro del Gil et quelques autres cîmes du voisinage. La nappe s'est formée, lorsqu'il avait déjà des inégalités assez grandes du sous-sol par suite de la formation des vallées par l'érosion. Ceci se voit clairement dans la vallée de l'Arroyo Ladrillera près de la Huerta del Gil, où la nappe rhyolitique des Cerros de la Sierpe et Frijol descend jusqu'au fond de la vallée.

Remarques de M. le Prof. H. Rosenbusch sur les roches porphyriques de la région occidentale.

N.º 1. Magistralpass (zwischen Cerro Magistral und Cerro Cal y Canto).—"Das Gestein ist ein einsprenglingsarmer Quarzporphyr mit Orthoklas, Quarz und Biotit in mikrogranitischer Grundmasse."

N.º 2. Cerro Encinillo (voir fig. 9 "Rhyolite").—"Ist ein stark verkieseltes, porphyrisches Gestein ohne Einsprenglinge von Quarz aber mit Einsprenglingen von Orthoklas, die zum Theil in Muscovit, zum Theil in Quarz pseudomorphosirt sind."

N.º 3. Mine am Cerro de la Sierpe.—"Ein feinkörniges Gemenge von eckigen Quarzkörnchen mit Muscovit, Stäubchen von Eisenerzen und von Opal, ohne Einsprenglinge. Es lässt sich nicht entscheiden ob das Gestein ein Felsitfels oder ein Porphyrtuff war."

N.º 4. Hügel *nordwestlich des Cerro de la Sierpe.*—"Das Gestein ist ein stark verkieselter Mikrofelsitfels ohne Einsprenglinge und ganz mit Eisenoxyden imprägnirt. Die ursprünglich sphärolitische Structur ist noch zu erkennen."

7.—Formation des filons métallifères.

Ce n'est pas notre tâche de donner des renseignements détaillés sur les filons métallifères de la région (comp. à ce sujet le travail de notre collègue M. *T. Flores*), nous nous bornerons au contraire à quelques indications sur l'âge de leur formation. Déjà les travaux de *J. Burkart* ont mis en évidence, que les filons métallifères de la région doivent avoir été formés après le dépôt

des brèches de Roca verde et des grès rouges, car la veta de la Bolsa et quelques autres filons à l'est-sud-est de Zacatecas traversent les roches mentionnées.

Au Cerro de la Sierpe on observe avec une clarté extraordinaire, que la nappe rhyolitique (porphyrique), qui couronne cette cîme, est traversée à angle droit par un filon métallifère (voir fig. 7). La formation du filon de la Sierpe est donc postérieure à l'éruption rhyolitique.

Que les filons métallifères se sont aussi formés après l'éruption de la rhyolite de la Bufa, ne paraît pas moins évident. Nous avons déjà mentionné ci-dessus, que la rhyolite de la Bufa est limitée au nord par la veta de la Cantera, mais qu'il est fort probable, que cette limite n'est pas primaire et qu'il y a là au contraire une faille, qui coïncide avec le filon, et limite aujourd'hui la rhyolite. Jadis celle-ci a probablement existé aussi dans la région au nord de la Bufa mais elle y a disparu par suite de l'érosion, tandis qu'elle se conservait au sud de la faille, parce que là elle a été relativement abaissée par suite de la fracture. La faille et la veta Cantera paraissent donc plus récentes que la nappe rhyolitique de la Bufa.

Mentionnons enfin, que les filons métallifères entre le Cerro del Grillo et le Cerro Valenciana, dirigés à peu près de l'est à l'ouest, croisent à angle droit les filons porphyriques de la région, qui sont dirigés du nord au sud, comme nous avons déjà vu ci-dessus. La figure 9 et 10 montre clairement ces deux systèmes orthogonaux de filons.

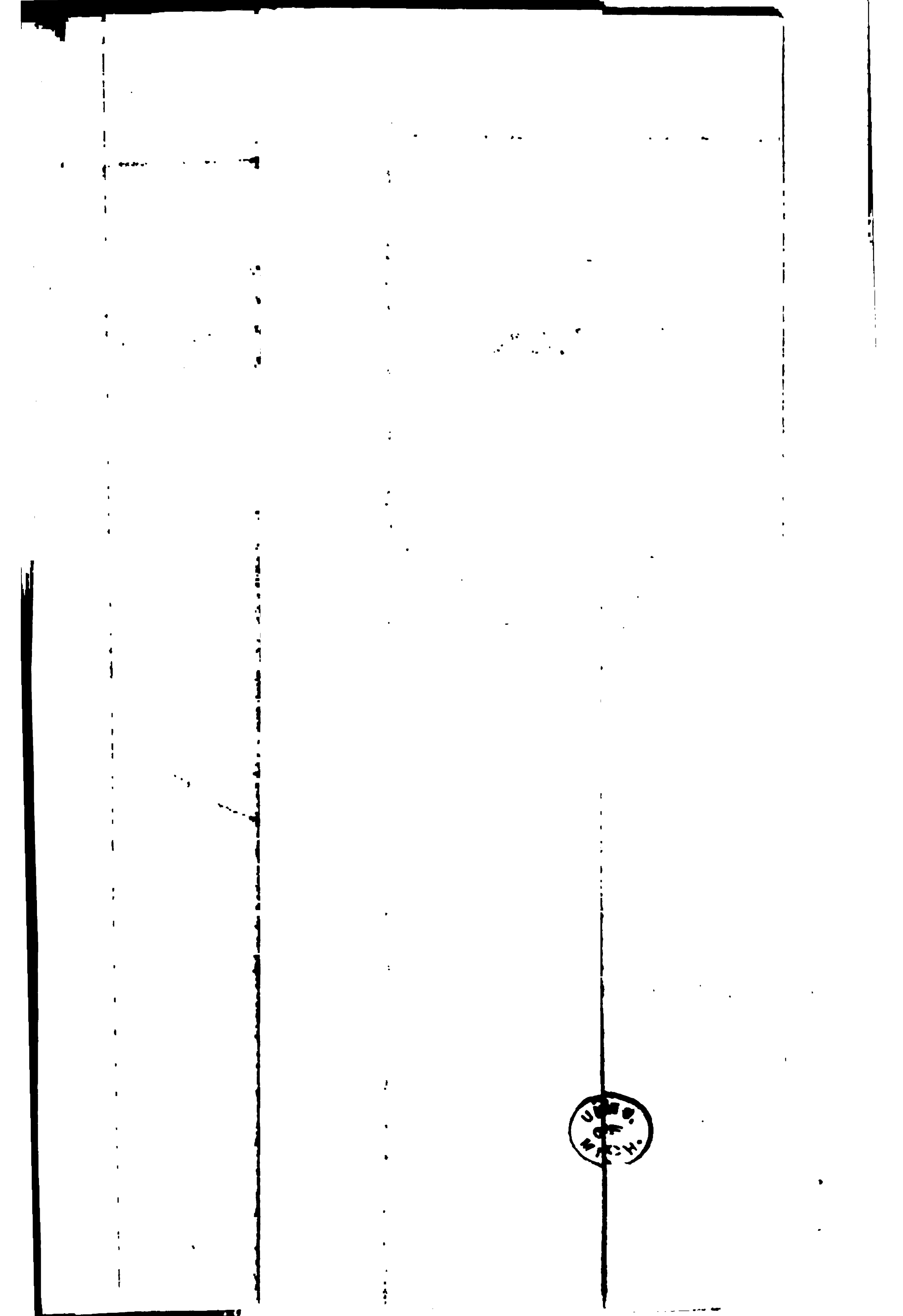
III

PROGRAMME DE L'EXCURSION.

Visite du profil de l'Arroyo Calavera ou Pimienta entre Zacatecas et le Cerro Pimienta (voir profil 3, 3.ª de la planche de Profils), suivant d'abord la route de Zacatecas à la mine du Bote jusqu'au Puente del Ahogado, ensuite le lit de l'arroyo Calavera. Ascension du Cerro Encinillo au nord de la route pour avoir un coup d'oeil général de la région (voir les vues, figure 9, 10). Filon porphyrique dans la Roca verde.

Entre le Puente del Ahogado et le Cerro Pimienta étude détaillée du profil 3.ª De l'est à l'ouest: Roca verde avec schistes argileux intercalés. Synclinal triasique du Puente de l'Ahogado (fig. 3) et localité fossilifère. Faune supratriasique, surtout des espèces de Palaeoneilo. Intercalation de roca verde entre les sédiments triasiques et passage graduel de cette roche aux couches triasiques (vue, fig. 4).

Discordance entre les couches triasiques et les schistes à séricite anciens (fig. 1, 2). Série des schistes anciens. Second synclinal triasique et seconde localité fossilifère (Palaeoneilo et Aviculacées). Retour jusqu'au Puente de l'Ahogado par les collines, qui confinent la vallée de la Pimienta au Sud, pour constater la nappe de la partie supérieure de roca verde, qui couvre en discordance les couches plus anciennes et la partie inférieure de roca verde.



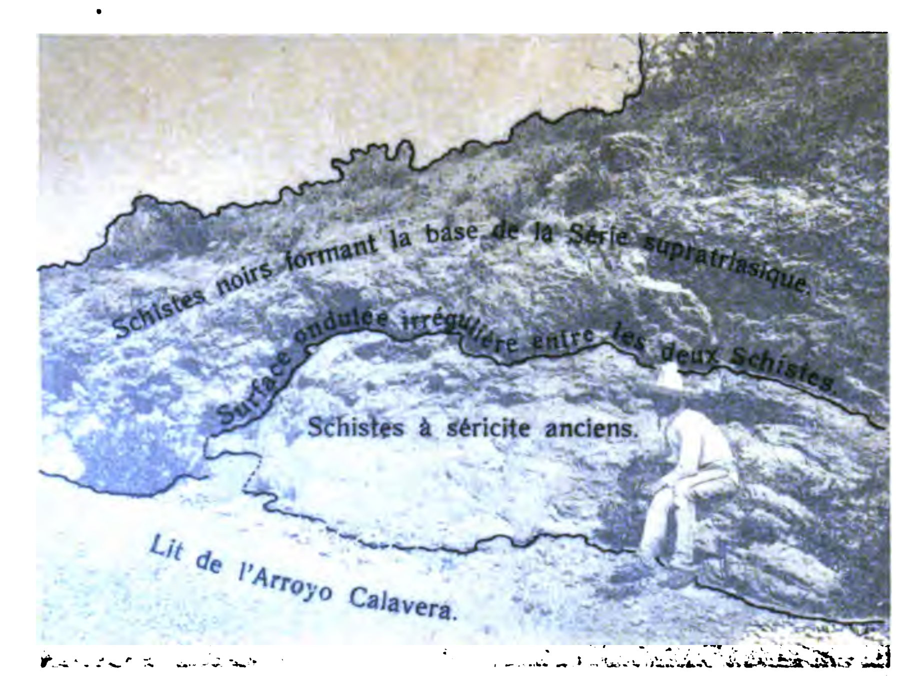
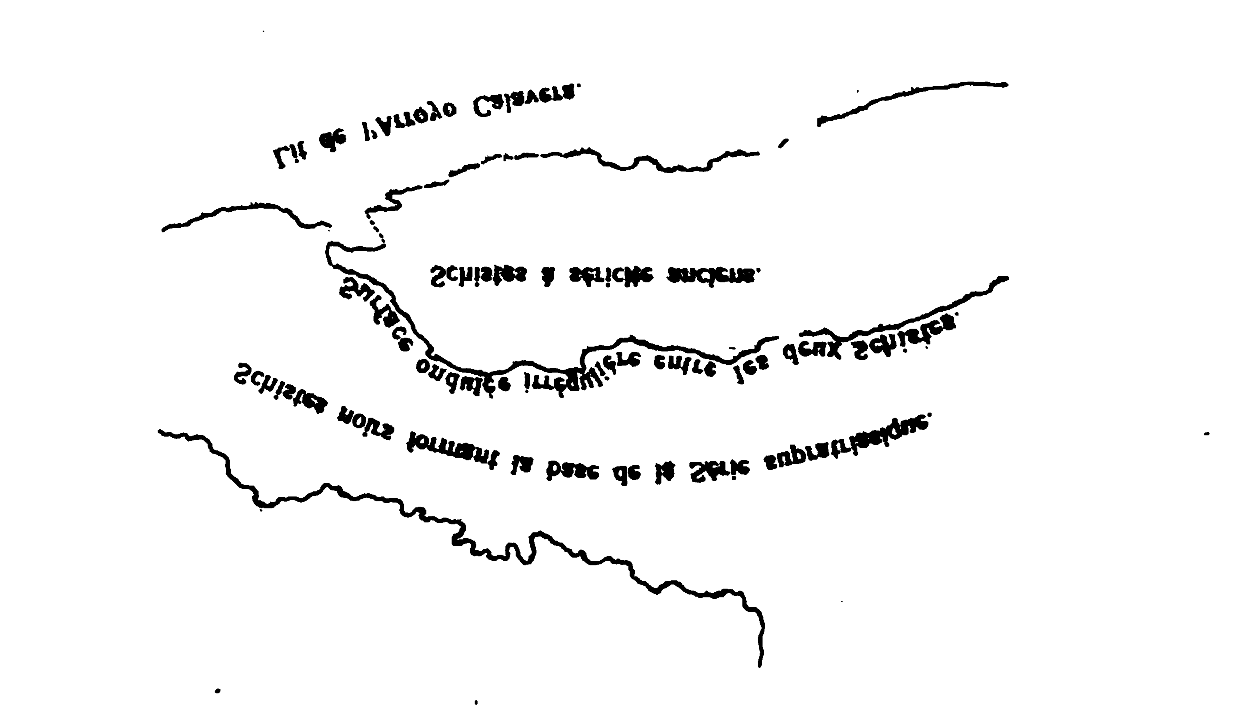


Fig. 1.
Discordance entre les schistes anciens et les schistes noirs supratriasiques dans l'Arroyo Calavera.



Lit de l'Arroyo Calavera.
Schistes à séricite anciens.
Surface ondulée irrégulière entre les deux Schistes.
Schistes noirs formant la base de la Série supratriasique.



Werner & Winter Francfort s/M

Fig. 1.

Discordance entre les schistes anciens et les schistes noirs supratriasiques dans l'Arroyo Calavera.



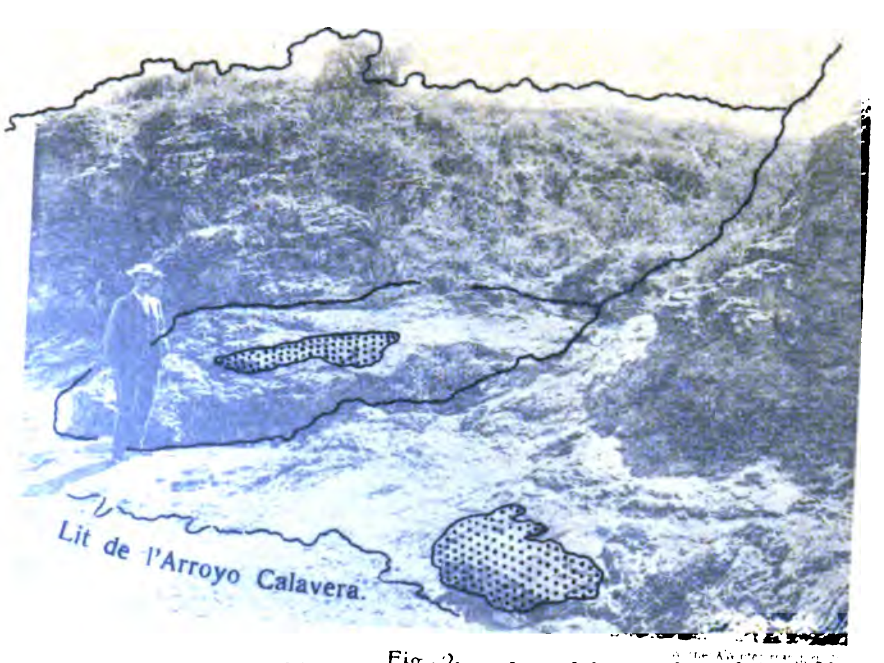
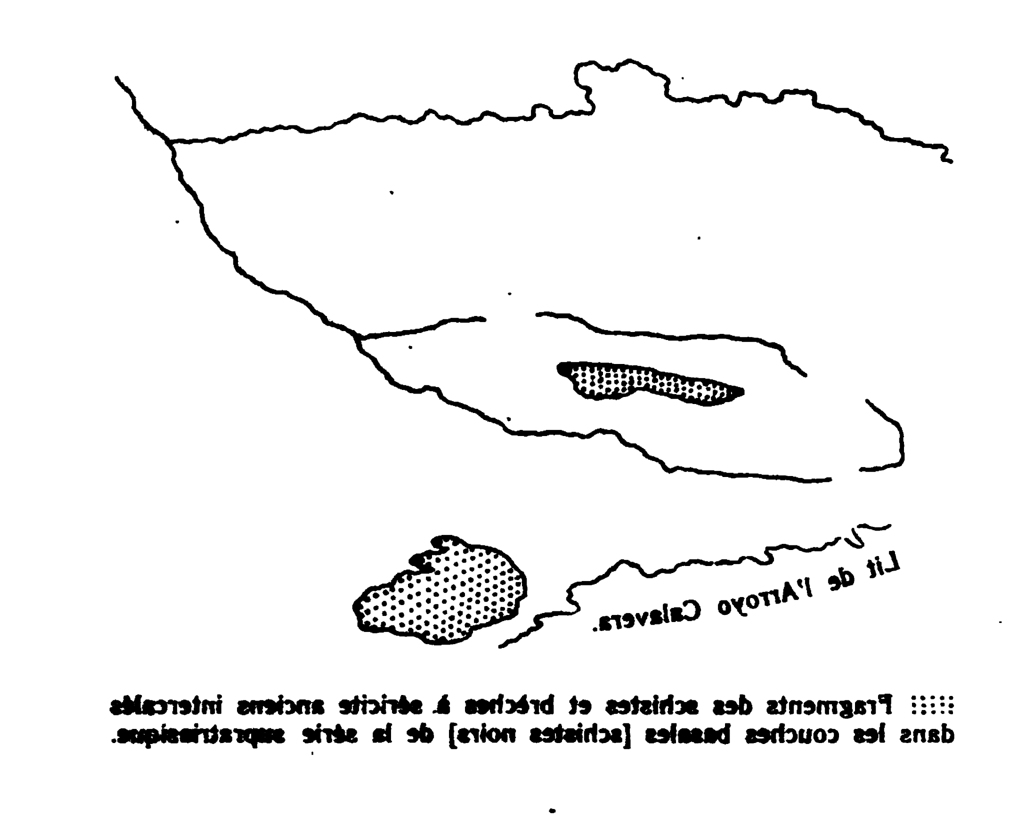


Fig. 2.

:::: Fragments des schistes et brèches à séricite anciens intercalés dans les couches basales [schistes noirs] de la série supratriasique.

de la base du Trias Supérieur [Arroyo Calavera].



:::: Fragments des schistes et brèches à séricite anciens intercalés dans les couches basales [schistes noirs] de la série supratriasique.



Werner & Winter Francfort s/M.

Fig. 2.

Fragments des schistes anciens intercalés dans les schistes noirs de la base du Trias Supérieur [Arroyo Calavera].



Werner & Winter Francfort s/M

Fig. 3.
Synclinal des couches triasiques à l'ouest du Puente de l'Ahogado.



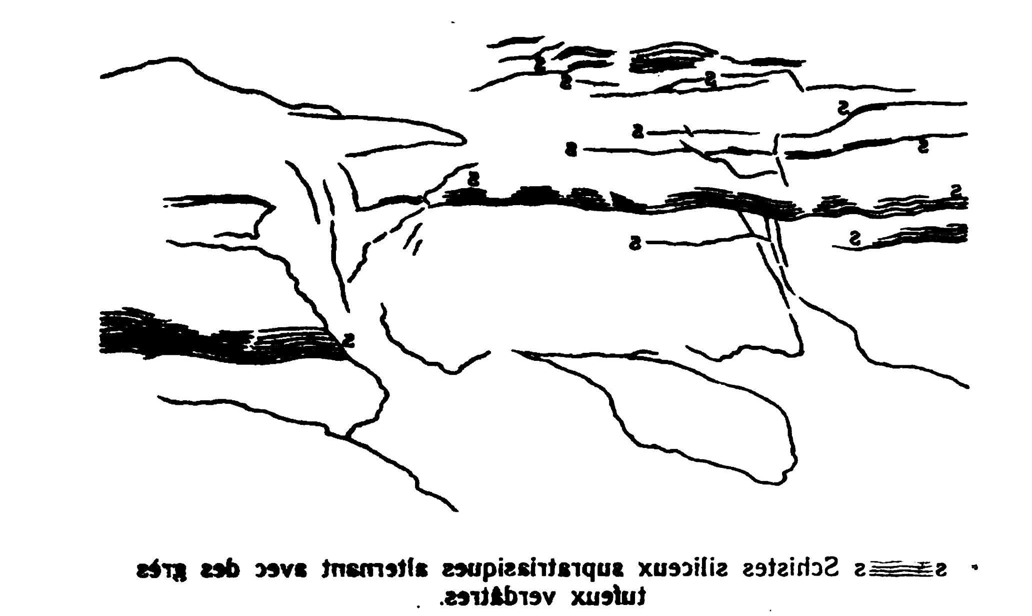


Werner & Winter, Frankfort a/M.

Fig. 4.

Alternation de grès verdâtres tuileux et de schistes supratriasiques dans l Arroyo Calavera.

s ≡ s **Schistes siliceux supratriasiques alternant avec des grès tuileux verdâtres.**



s Schistes siliceux supratriasiques alternant avec des grès tufeux verdâtres.



Werner & Winter Francfort s/M

Fig. 4.

Alternation de grès verdâtres tufeux et de schistes supratriasiques dans l'Arroyo Calavera.





Werner & Winter Francfort s M.

Fig. 5.
Tufs de roca verde et schistes argileux [vácia gris] au chemin de Zacatecas à la mine Barones.



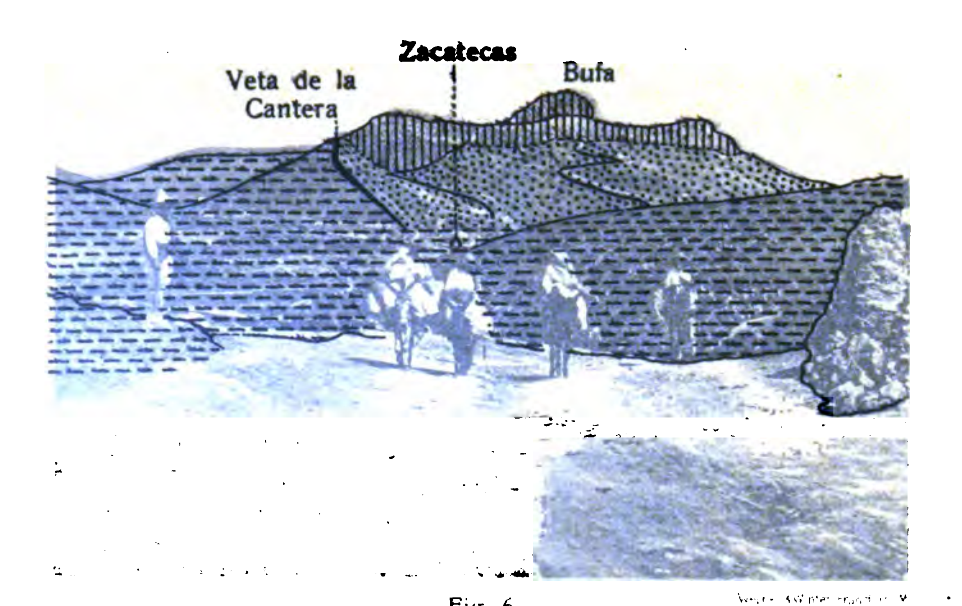
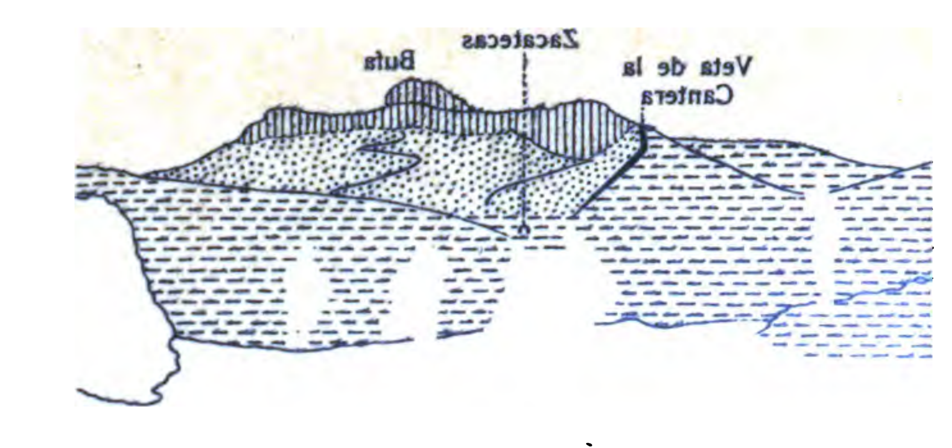


Fig. 6.

||||||| Nappe rhyolitique. :::: Brèches de Roca verde.
- - - Roca verde. (Veta [filon métallifère] de la Cantera.



||||| Nappe rhyolitique. ::::: Brèches de Roca verde.

- - - Roca verde. / Veta [filon métallifère] de la Cantera.



Werner & Winter, Frankfurt a/M.

Fig. 6.
Vue générale de la Bufa de Zacatecas.

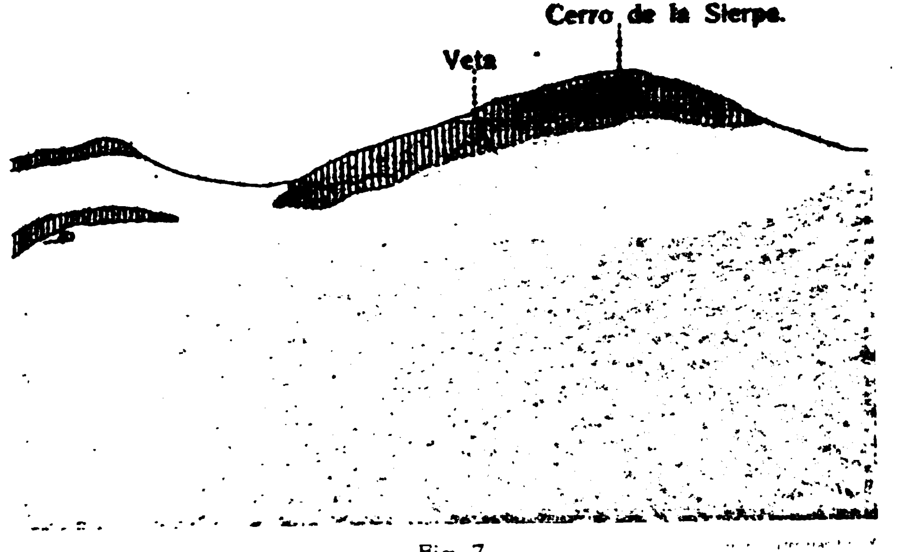
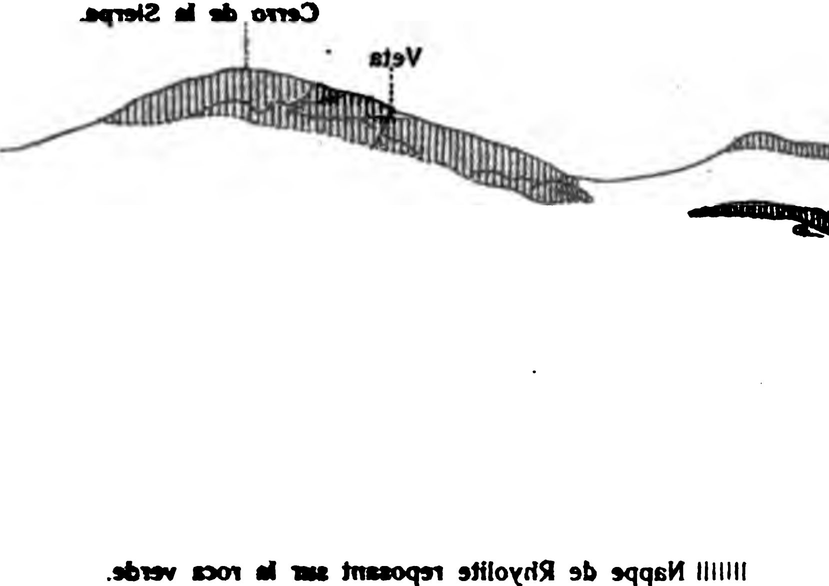


Fig. 7.

||||||| **Nappe de Rhyolite reposant sur la roca verde**

\ **Veta [filon métallifère]**

La nappe ... [illegible] ... de la Sierpe traversée par un filon métallifère.



||||||| Nappe de Rhyolite reposant sur la roca verde.

/ Veta [filon métallifère].



Werner & Winter Francfort s/M

Fig. 7.

La nappe rhyolitique du Cerro de la Sierpe traversée par un filon métallifère.

Cerro Cal y Canto.

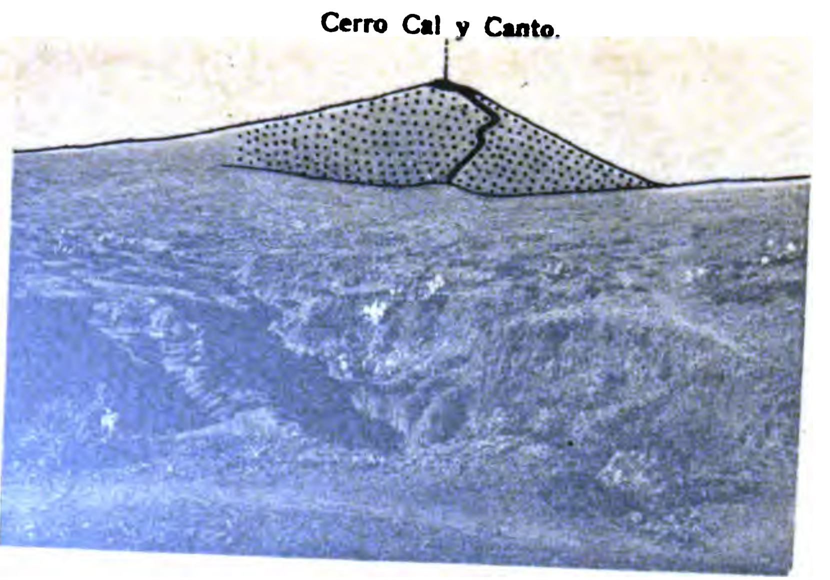


Fig. 8.

Filon et nappe de rhyolite au Cerro Cal y Canto.

Filon de Rhyolite dans la roca verde. Le filon s'élargit à la cime de la montagne pour former une nappe.

Roca verde.

Cerro Cal y Canto.

Filon de Rhyolite dans la roca verde. Le filon s'élargit à la cime de la montagne pour former une nappe.

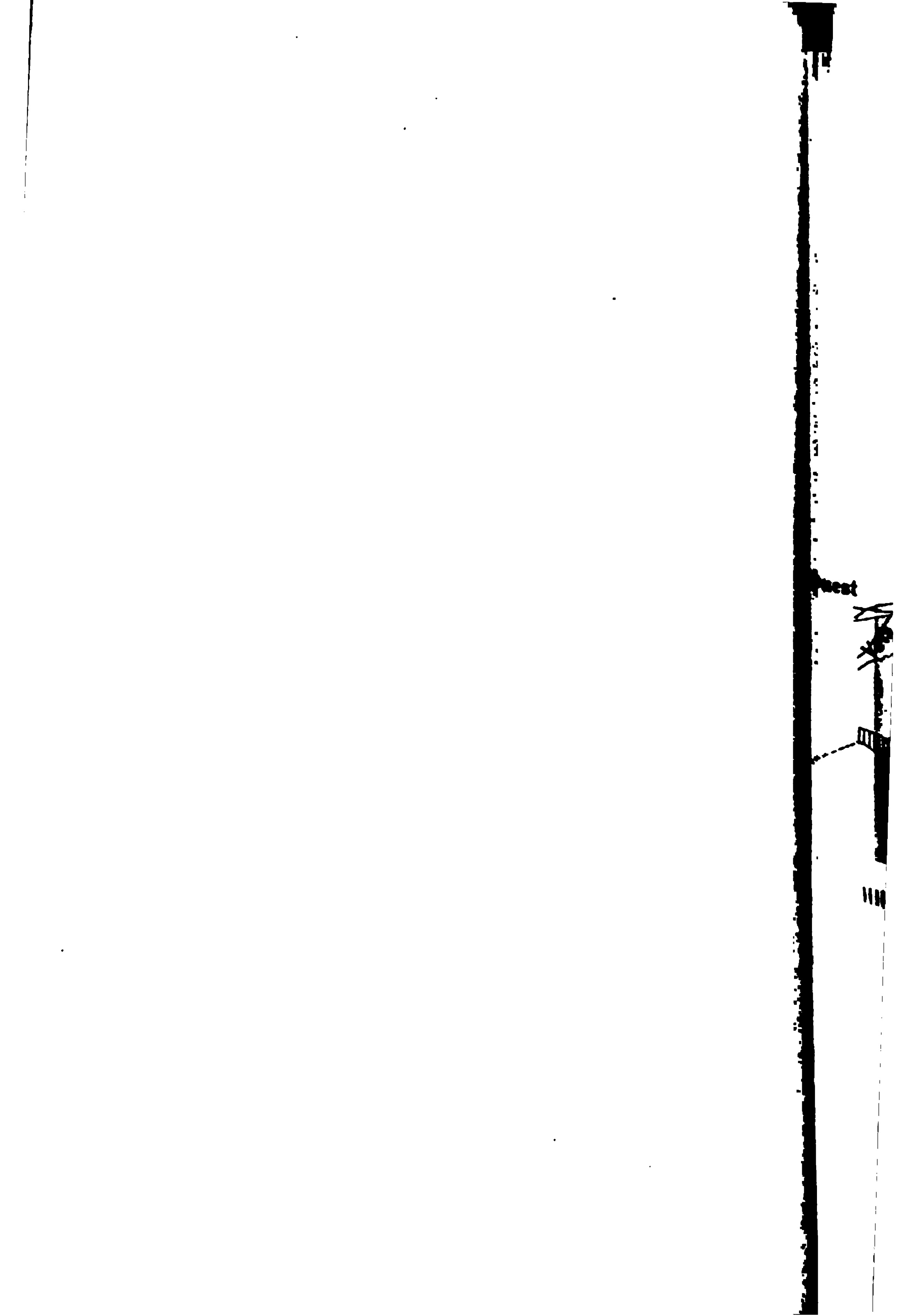
Roca verde.

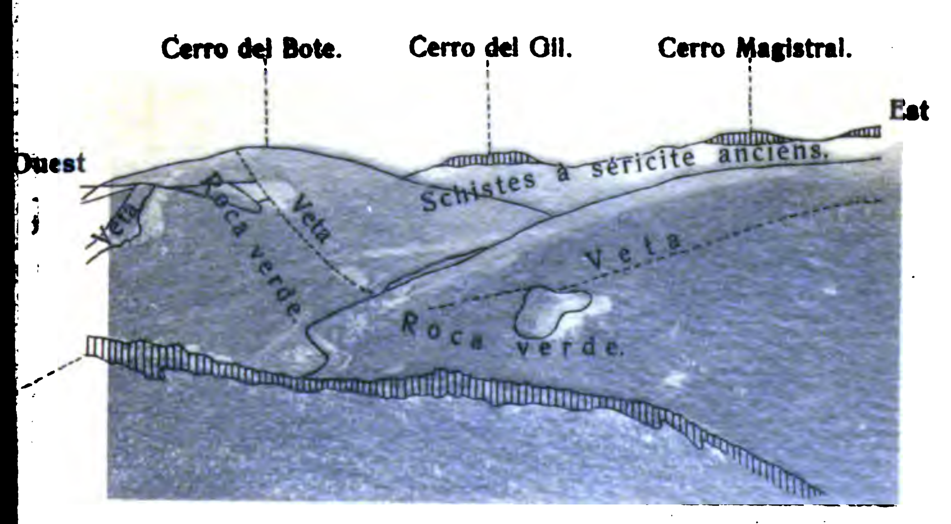


Werner & Winter, Frankfurt a/M.

Fig. 8.

Filon et nappe de rhyolite au Cerro Cal y Canto.





IIIIIIII **Rhyolite**

Fig. 10.

Panorama des environs des Cerros del Bote et Encinillo.

ig. 3

d e

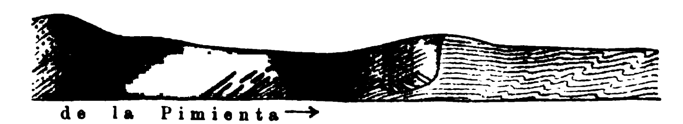
Fig. 3

ceux
verde

fossilifè

ig. 3a

Ouest



de la Pimienta →

Fig. 3

Ouest

Ferro Carril Central

Cerro Pimienta

→Arroyo Calavera ó Pimienta →

2860 m. s. mer

iceux
, verde



Brèche de
Roca verde



Intercalations de grès verdâtres
tufeux dans les sédiments supra-
triasiques

fossilifères

Werner & Winter Francfort s M. lith.



XVII

(EXCURSION DU NORD).



ÉTUDE
MINIÈRE DU DISTRICT DE ZACATECAS

PAR

T. FLORES.

ÉTUDE MINIÈRE DU DISTRICT DE ZACATECAS

Par M. T. Flores.

SITUATION HISTORIQUE ET PRODUCTION.

Le district minier de Zacatecas est situé dans la chaîne de montagnes du même nom; c'est un des plus importants du pays. Il fut découvert avant celui de Guanajuato, en 1546, par le capitaine espagnol Jean de Tolosa; les premiers travaux d'explotation commencèrent au début de l'année 1548, dans les mines de "San Bernabé," "Albarrada" (sur la Veta Grande) et "Pánuco;" les progrés furent si rapides que déjà, en 1588, c'eat-à-dire, quarente ans après la découverte, Zacatecas recevait des armoiries et le titre de très noble et très léale ville. Cette ville, qui compte actuellement plus de 30,000 habitants, est située par 22°46′34″6 de lat. N. et. 3 26′27″3 de long. O. de Mexico et à 2.440 m. au dessus du niveau de la mer. C'est le centre commercial et minier de l'Etat de Zacatecas, en même temps que sa capitale; elle est reliée par une voie ferrée (Ferrocarril Central Mexicano) avec la capitale de la République et d'autres villes importantes: ses maisons et ses églises son bâties au fond d'une vallée où coule la petite rivière de Zacatecas et elles s'entendent jusqu'aux pieds des *cerros* de la Bufa, el Grillo et Bolsas; dans l'enceinte même de la ville se trovent quelques

mines, telles que "Quebradilla," "San Carlos," "Carnicería," "San Rafael," etc.

Le district minier de Zacatecas, aujourd'hui en complète décadence, a occupé une des premières places parmi les centres miniers de la République; les renseignements suivants donneront, d'ailleurs, une idée de son importance:

Dans la période de deux cent quatre vingt quatre ans comprise entre 1548, époque où commencèrent les travaux d'exploitation, et 1832, la valeur des métaux extraits des mines de cette région[1] à été de 656.043.335 piastres, réparties de la façon suivante:

ANNÉES.	Production totale.	Production moyenne annuelle.
1548 à 1810	$ 588.041.956	$ 2 244,434
1810 à 1818	20.060,368	2.507,545
1818 à 1825	17,912,476	2 558,925
1825 à 1832	30 028,540	4.289 791

Ce tableau accuse, pour la dernière période un accroissement dans la production, car pendant cette période la moyenne annuelle s'élève à plus de quatre millions en chiffres ronds et cette moyenne peut être prise comme représentant également la production moyenne annuelle au cours de la période de 45 ans qui va jusqu'à 1877. Pendant les dix années suivantes (1877 à 1887), les données officielles[2] font ressortir, pour l'Etat de Zacatecas, une production totale de 50.306,654 piastres; sur ce chiffre, 42.407,593 piastres c'est-à-dire les 84 pour cent

1 "Descripción de la Serranía de Zacatecas," par J. M. Bustamante et C. de Berghes (1828 à 1832), page 57.
2 Anales del Ministerio de Fomento, tome X, page 85.

du total correspondent aux mines de la Serranía de Zacatecas; et 16 pour cent aux mines des autres régions de l'Etat.

Bonanzas. (*Epoque de propérité*).—Parmi les mines qui par leurs *bonanzas* ont contribué d'une manière notable à la production du district, on distingue celles de "Veta Grande," "Quebradilla," San Rafael," "Mala Noche" et récemment celle de "El Bote" dont le rendement n'a pas varié, depuis le jour où la dite mine a été achetée par la compagnie anglaise qui l'exploite actuellement.

Les mines de "Veta Grande,"[1] situées à 5 kilomètres environ au Nord de la ville de Zacatecas ont produit de grandes quantités d'argent dès leur découverte; leur développement donna naissance à la ville de "Nuestra Señora de Guadalupe de Veta Grande," qui compte plus de 5.000 habitants et qui, quelques années après sa fondation, était déjà un centre minier important avec ses autorités propres, etc.

Des études partielles[2] fixent à 37.535,548 piastres la valeur des monnaies frappées avec le métal provenant de ces mines, de 1785 à 1838, et estiment à 6 onces la teneur moyenne par tonne des minerais extraits; enfin, les 4|5 de ces minerais auraient été traités par l'amalgamation au "patio" et 1|5 par la fonte.

Comme mines principales, je citerai: "La Gallega," "San Acacio," "San Borjas," "Asturiana" et "San Francisco." La "Gallega" produisit, dans l'espace de 8 ans, de 1826 à 1834, à la compagnie anglaise de Bolaños, 4.457.000 piastres et la mine "San Acacio," qu'exploitè-

---

1 On consultera à cet égard le travail notable de Joseph Burkart intitulé "Aufenthalt und Reisen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834" publié à Sttutgart en 1836, accompagné d'une carte Géologique et Minière du District.

2 "Minas históricas de la República Mexicana," par C. B. Dahlgren, page 45.

rent, vers 1765, les Borda et Anza, fut célèbre dans l'histoire du district par ses grands rendements.

La mine de "Quebradilla" est une des plus anciennes du pays; elle a eu trois époques de *bonanzas*: la première, peu après la conquête, la seconde en 1765, lorsque les mêmes Borda et Anza en reprirent l'exploitation, laquelle leur laissa plus de deux millions de piastres d'utilité, et la troisième en 1810, dont bénéficia don Fermin Apecechea. De 1854 à 1868, ils en furent extraitent[1] 54,651 tonnes de minerai contenant 81,045 kilogrammes d'argent, et, pendant le premier semestre de 1866,[2] les bénéfices s'élevèrent à 87,833 piastres 04 c.; en 1876, l'extraction[3] du mineral atteignit 13,000 tonnes qui rendirent 9,430 kilogrammes d'argent. Actuellement, cette mine est presque toute inondée et complètemnt paralysée; au N.O., seulement on commence à faire quelques travaux sous le nom de "Nueva Quebradilla."

Les filons de "San Luis" et "Santo Tomás," exploités par les mines appartenant à la compagnie de "San Rafael el Grande" ont produit, depuis peu de profondeur, des quantités considérables d'argent.

Enfin, les mines de "Rondanera" et "Guadalupe," sur le filon de Mala Noche, ont été une source de grandes richesses pour leurs propriétaires; pour en donner une idée, il suffit de rappeler que ceux-ci achetèrent, pour la somme de 90,000 piastres, un puits situé hors de leur concession, dans le seul but de faciliter l'écoulement des eaux. Rondanera á donné quatre *bonanzas* à différentes

---

1 E. Fuchs et L. de Launay.—Traité des gîtes minéraux et métallifères. Page 824.

2 "Apuntes sobre la minería del Estado de Zacatecas." (Notes sur les mines de l'Est de Zacatecas), par l'ingénieur Francisco de P. Zárate. 1884, page 32.

3 Fuchs et de Launay (loc. cit.).

époques; la dernière, qui n'eût qu'une durée de quelques semaines, laissa 180,000 piastres de bénéfices nets.

PHYSIOGRAPHIE.

La petite *sierra* de Zacatecas est formée par un groupe de montagnes qui, après s'être détachées des chaînes qui traversent la partie méridionale de l'Etat, s'avance vers le Nord, dans la plaine du Grand Plateau Central qui l'entoure à l'Est, au Nord et à l'Ouest; elle n'est donc reliée que par le Sud à la *sierra* de Palomas et à la *sierra* Fría qui sert de limite aux Etats de Zacatecas et d'Aguascalientes dans la partie septentrionale du *Partido* de Calpulálpam.

Le *cerro* de "La Bufa," aux environs immédiats de la ville, ceux de "El Angel" et de "San Francisco" au Nord, de "El Grillo," "Magistral" et "Cal y Canto" à l'ouest, et enfin celui de "La Mesa del Cerrillo" au Sud, sont les principales hauteurs de cette chaîne de montagnes. Sur ses pentes, douces et d'accés facile, se sont formés des ravins et de petits cours d'eaux qui, en temps de pluies, jettent leurs eaux torrentielles à travers la campagne et se perdent à l'est aux pieds des lointaines *sierras* du centre minier de "Ramos," dans l'Etat de San Luis Potosí, et au N.O., aux pieds des *sierras* du célèbre district de Fresnillo.

La petite rivière de Zacatecas court entre les *cerros* de "El Grillo," "La Bufa" et "Mesa del Cerrillo;" après avoir traversé la ville, elle se dirige vers le S.E. en suivant les pieds des deux derniers *cerros*, arrose le village de Guadalupe et se perd dans la plaine, au milieu de la lagune de "El Pedernalillo."

Au S.O., le terrain s'abaisse et forme une gorge par

laquelle ses eaux se déversent dans le Juchipila. Cette rivière, dont le cours arrose la longue vallée du même nom, passe par le villages de Villanueva, Tabasco, Jalpa et Moyahua, sort de l'Etat et entre dans celui de Jalisco pour unir ses eaux, sur les terrains du village de San Cristóbal, à celles du Río Grande de Santiago Tololotlán qui se jette dans la mer près du port de San Blas.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE.

En ce qui concerne la géologie et l'histoire géologique du district de Zacatecas, le lecteur consultera le travail spécial de C. Burckhardt et S. Scalia; je ne mentionnerai donc dans cette étude que les phénomènes géologiques qui sont en relation avec la formation des gîtes métallifères.

TECTONIQUE.

Les actions tectoniques ont donné naissance, après le dépôt des roches diabasiques et des brèches et grès rouges, et postérieurement è l'éruption des rhyolites, à des systèmes de filons orientés de l'Est è l'Ouest, du N. au S.E. et du N.E. au S.O.

Beaucoup de ces filons correspondent certainement à des fractures et de quelques-uns il est même prouvé qu'ils coincident avec des failles (p. ex. Veta de La Cantera, voir ci desous).

Les filons les plus longues sont celles du système Est-Ouest dont la direction moyenne est de 75° N.O. et dont l'inclinaison, généralement vers le S.O., varie entre 40 et 80 degrés.

Dans le système N.S., certaines filons sont minéralisées et d'autres, sont complètement stériles; leur direction

varie entre 9 et 30 degrés N.E. et entre 5 et 25 degrés N.O., d'une façon générale, elles sont très inclinées (70 à 85 degrés) vers l'Est et l'Ouest, mais principalement vers l'Est.

Celles du système N.O.-S.E. ont une direction de 45 degrés N.O. et sont généralement inclinées de 40 à 60 degrés vers le N.E. Enfin, celles du système N.E.-S.O. sont perpendiculaires aux précédentes et inclinées au S. E. de 50 à 70 degrés.

Les filons du système E.O. sont postérieures à celles du système N.O.-S.E.; elles coupent en effet ces dernières et produisent, en certains endroits, des dislocations d'importance comme, par exemple, celle que l'on peut observer[1] dans les mines de "Quebradilla" et de "Buena Vista" sur la colline de "El Grillo."

Les filons N.S. sont également postérieures à celles du système E.O. qu'elles coupent presque perpendiculairement et où elles ont provoqué des failles mais de moindre importance, comme celles que l'on rencontre dans la partie orientale de la région étudiée, dans les mines de "La Cantera," "San Simón" et "La Fe" et dans la région occidentale des mines appartenant à la compagnie de "El Bote." Ces filons en coupant celles du système E.O., influèrent d'une manière notable sur la distribution de la richesse métallifère.

Il est probable que les efforts de pression latérale, combinés avec des mouvements locaux, se répétèrent à diverses reprises et donnèrent naissance à ces systèmes de fractures, lesquelles, minéralisées plus tard ont constitué les filons de ce district.

---

1 Voir le plan ci-joint.

MINÉRAUX ET MATRICES.

Dans les filons de la chaîne de montagnes de Zacatecas, les mineraux de dépôt primitif, qui dominent sont les suivants: argentite, proustite, polybasite, galène, blende, pyrite, chalcopyrite, bornite et, en moindre proportion, la stéphanite et la pyrargirite. Parmi les mineraux d'origine secondaire, ceux que l'on rencontre plus communément sont: les oxydes de fer, l'argentite et l'argent natif, les oxydes de cuivre et le cuivre natif; la cerargyrite, la bromyrite, la cérussite et les oxydes de manganèse sont plus rares.

L'or natif se trouve aussi, mais en petites quantités, dans la plupart des filons du district; vers le S.O. de la ville, dans les mines de "El Orito" et "San Luis del Oro," et vers l'O., dans les filons appelés "Veta de Oro," "La Magdalena," il existe en plus grandes proportions, principalement dans la zone superficielle des filons.

Les matrices qui accompagnent généralement les mineraux cités sont: la silice compacte, le quartz améthyste, le quartz cellulaire, la calcédoine et la calcite; moins communement la dolomie, le gypse et la barytine; rarement la rhodocrhosite, fluorite et asbeste.

GÎTES MÉTALLIFÈRES.

La zone minéralisée du district s'étend approximativement sur onze kilomètres au Nord de la ville de Zacatecas, quatre kilomètres au Sud, huit kilomètres à l'Est et quatre kilomètres à l'Ouest; c'est dans le rectangle ainsi formé, et qui mesure quinze kilomètres sur douze que se trouvent les gîtes métallifères du district; ces

gîtes se présentent sous forme de filons groupés en trois zones principales: la première occupe le centre de la région et comprend les mines de Veta Grande; la seconde, à cinq kilomètres au Nord de la première, comprend celles de Pánuco et la troisième, située au Sud de la zone centrale, est constituée par les filons des environs de la ville de Zacatecas.

J'étudierai uniquement la dernière zone, limitée au Nord par le cerro de "El Angel," au Sud par la "Mesa de Cerrillo" et à l'Est et l'Ouest respectivement par les vallées de Guadalupe et de la Pimienta. Dans cette zone se trouvent des filons appartenant aux systèmes E.O., N.O. S.E., N.S., et N.E.-S.O. dont je parlerai séparément; ces filons se trouvent dans des roches sédimentaires et éruptives.

Filons du système Est-Ouest.—Les filons de "La Cantera," "Mala Noche," "El Bote," "Magistral," "La Sierpe," "La Plata," et quelques autres de moindre importance appartiennent à ce système. La Cantera et Mala Noche sont ceux qui ont la plus grande étendue.

La direction du filon "La Cantera" est marquée par des crêtes saillantes aux cerros de San Simón, Cantera, San Martín, La Bufa, El Grillo, etc., jusqu'à la limite occidentale de la zone, sur une longeur de onze kilomètres, depuis la mine de Río Tinto ou La Fé, à l'Est, jusqu'au ravin de Refugio del Oro, à l'Ouest. La direction moyenne de la crête de ce filon dans sa partie orientale, entre les mines "La Aventurera" et "San Simón" est de 78 degrés N.O. avec inclinaison moyenne de 50 degrés S.O.; sa puissance varie de un mètre à 35 et 40 mètres. Sur la colline de San Martín, au N.O. de la ferme Herrera, la crête s'élargit d'une façon notable et dans cet endroit il s'en détache l'embranchement de San Martín,

qui s'étend vers le Nordouest avec une direction de 47 degrés et une inclinaison de 43 degrés S.O.

De "La Aventurera," vers l'Ouest, la crête se dirige sur la ville de Zacatecas, entourant au nord le cerro de La Bufa ; il traverse ensuite la ville pour passer par la partie basse méridionale de El Grillo; là il s'infléchit vers le Sud, à l'endroit même où il coupe les crêtes rhyolitiques qui couronnent les *cerros* de la Calavera et Valenciana; il traverse cette dernière hauteur au sommet et, s'inclinant ver le Nord, il va se réunir, tout près de puits de San Jorge, aux filons de El Bote; mais il s'en sépare bientôt, en prenant la direction du Sud, pour se perdre enfin dans le ravin de Refugio del Oro.

Sur une grande partie de sa longeur, le filon de La Cantera se trouve à la limite entre le conglomérat rouge et la "roche verte," le premier formant le toit du filon la seconde au contraire sa base. Dans la profondeur le filon coupe les roches diabasiques tandis que, d'autres endroits, il se trouve dans des schistes argileux ou seulement dans des roches diabasiques. Les brèches qui entourent les rhyolites du sommet de La Bufa ont une inclinaison de 50 degrés N.E. et sont séparées de[1] la "roche verte" qui apparait au N. de ce *cerro,* par le filon de la Cantera qui offre ici une inclinaison de 58 degrés vers le S.O. D'après MM. Burckhardt et Scalia, ce phénomène est dû à ce que le filon coincide précisément avec une faille qui, en se produisant a mis en contact les brèches avec la "roche verte;" cette coincidence du filon avec une faille[2] est prouvée, en effet, par la dislocation (voir le

1 Voir le plan ci-joint.

2 G. vom Rath a constaté aussi la coïncidence de ce filon avec une faille. "Erze und Bergbau in Chihuahua und Zacatecas." (Verh. d. naturh Ver. d. pr. Rheinl. zu Bonn. 1886. Tome 43, page 247.)

plan) dont fut l'objet, le filon de Quebradilla, à l'ouest, au versant austral du *cerro* de "El Grillo."

Nonobstant sa longueur considérable et sa puisance, le filon de "La Cantera" est par lui-même stérile; il ne doit sa richesse qu'à l'influence des fractures N.S. qui le coupent perpendiculairement ainsi que l'on peut l'observer dans les mines de "La Cantera" et "San Simón," situées précisément à l'intersection de ces fractures.

Dans le remplissage du filon de La Cantera domine la blende; les oxydes y sont rares et les sulfures commencent à apparaître dès la surface.

Un autre important filon de ce système est le filon de la "Mala Noche," situé à trois kilomètres environ au Nord de "La Cantera;" il s'étend sur environ cinq kilomètres entre le ravin de San Bernabé à l'est et le ruisseau de La Ladrillera à l'ouest. Sa direction moyenne est de 87 degrés N.E. avec une inclinaison de 65 degrés N.O.; il se trouve dans des roches diabasiques; il a une tendance à se subdiviser tant à la surface qu'en profondeur en une série de ramifications séparées par la roche des alentours; quelquefois aussi celles-ci se reunissent pour former un nouveau et unique filon de puissance très variable. Les mineurs de Zacatecas classifient ces corps de filon en trois catégories suivant leur position et ils les désignent sous les nom de "el alto" (le toit), "el medio" (le milieu) et "el bajo" (le mur). Ces catégories peuvent être étudiées dans la mine de Rondanera où elles sont coupées par la galerie de Peregrina, à la profondeur de 150 mètres et séparées entre elles par la "roche verte." Vers l'Est du puits de Rondanera, les ramifications se rejoignent en un point où a été ouvert le "Salón del Muerto" et où l'on exploita une des premières *bonanzas* de cette mine. Vers l'Ouest, elles se séparent de

nouveau, à la fois en surface et en profondeur et là c'est surtout la supérieure qui change son inclinaison entre les étages 3me et 4me où elle a une inclination de 48 degrés au Nord et une direction de l'Est à l'Ouest.

A l'extrémité orientale du filon de "Mala Noche," se trouvent les ramifications de "La Bargueña" et "San Clemente" qui ont été exploitées au moyen du puits de Loreto jusqu'à une profondeur de 320 mètres, ainsi qui le montre le profil 2 des coupes longitudinales (voir la planche I). "La Bargueña," également connue sous le nom de filon "Loreto," a une direction E.O. et une inclinaison de 70 degrés N.; la direction de "San Clemente" est de 72 degrés N.E. et son inclinaison moyenne de 75 degrés N.O., ces deux filons se trouvent dans des roches diabasiques et des schistes argileux. Les derniers se présentent dans la profondeur en y alternant avec les tufs diabasiques, comme on peut le voir du côté occidental du *cañón* de "La Luz" et dans la galerie de "Santa Catarina," à 100 mètres au dessous de l'entrée du puits de Loreto.

La galerie de Peregrina, ouverte au niveau du *cañón* de "La Luz," entre les filons de San Clemente et de Mala Noche, coupe d'autres ramifications de moindre importance dont quelques unes sont inclinées vers le Sud. A l'étage de 256 mètres, la galerie Nord, qui part du puits de Loreto, coupe les filons de González et Morales qui ont été stériles et sont d'une puissance réduite.

Les méteaux de ce gîte appartienent à la formation plombo-argentifère; ils sont accompagnés d'une grande quantité de pyrite et d'un peu de blende; les oxydes sont superficiels et les sulfures apparaissent sur certain points à une faible profondeur, comme on en peut faire l'observation à l'extrèmité occidentale de ce filon, dans

les mines de "Zaragoza" où les pyrites abondent associées à la galène à la blende et au chalcopyrite; ce dernier se trouve, d'ailleurs, en quantités suffisantes pour qu'on puisse l'extraire comme minerai de cuivre.

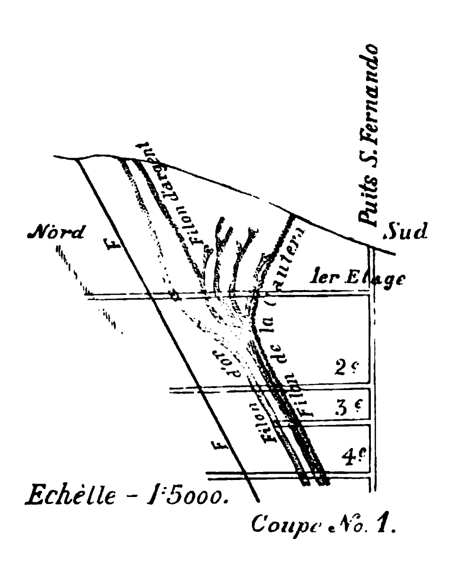
Les filons qu'exploitent les mines de la compagnie "El Bote" appartiennent également au système E.O.; ils se trouvent en majeure partie, dans des schistes à séricite anciens; leur direction générale est de 65 degrés N.O. avec une inclinaison variant entre 65 et 80 degrés S.O.; ils sont situés sur les *cerros* de El Bote, à l'Ouest de la ville de Zacatecas et au Nord du filon de la Cantera auquel ils se réunissent près du puits de San Jorge; ils suivent le filon en question sur une courte distance et s'en séparent un peu plus au Nord. Leurs crêtes apparaissent clairement et d'une façon bien définie avec une puissance moyenne de trois mètres et demi, sur une étendue de près de 4 kilomètres, depuis le cerro de La Calavera, à l'Est, jusqu'à la plaine, à l'Ouest. Elles se distinguent facilement de celles de La Cantera par la différence de leur constitution dans laquelle abondent les oxydes de fer.

Les principaux filons exploités sont ceux de "Veta de Plata," "Veta de Oro" et "Veta de la Magdalena;" le premier a une direction de 65 degrés N.O. avec une inclinaison variant entre 60 et 70 degrés S.O.; la direction du second est de 58 degrés N.O. et son inclinaison moyenne de 75 degrés S.O.; enfin, le dernier, la Magdalena, a une direction de 72 degrés N.O. et s'incline vers le S.O. entre 65 et 80 degrés.

Les coupes tranversales suivantes construites d'une manière schématique pour les puits de San Fernando, El Rosario et Esperanza donnent une idée de la position et des rapports de ces filons qu'on peut étudier en détail et

plus exactement dans les projections horizontales de la planche N.° II; elles correspondent aux niveaux I, II, III, V, VI et VII du puits de Rosario.

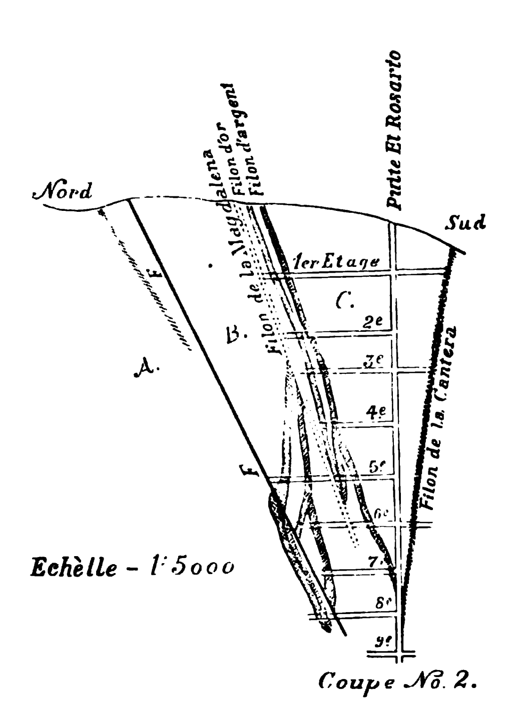
Dans le coupe transversale N.° 1 du puits de San Fernando, si l'on parcourt la galerie Esperanza du Sud au Nord, on rencontre d'abord le filon de la Cantera (voir aussi à la planche II, la coupe horizontale I) avec une



Coupe No. 1.

direction de 85 degrés N.O., six mètres de puissance et 60 degrés d'inclinaison vers le N., qui change dans une inclinaison vers le Sud entre les niveaux 1.° et 2.° et continue réuni à la profondeur avec les filons Plata et Oro; on rencontre ensuite le filon Plata divisé en 4 ramifications qui, à la hauteur du 3me. étage du puits Rosario (voir la coupe horizontale III), à leur point de réunion avec la Cantera et Oro, ont produit d'importantes *bonanzas* (Salones de San Carlos et de San Alberto); enfin, plus au N., on trouve le filon Oro, le filon FF et quelques embranchements de moindre importance.

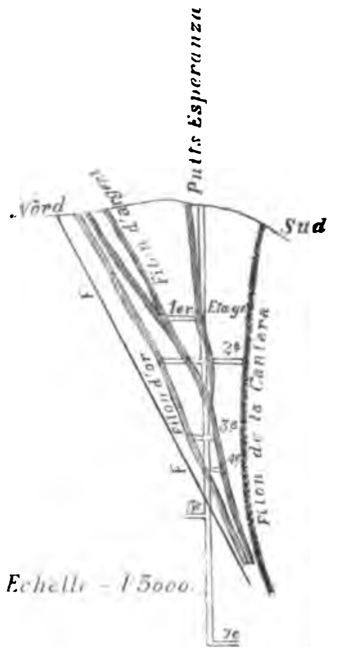
La coupe N.° 2 montre que le filon FF a servi de plan de glissement à la portion B qui glissa sur la portion A, disloquant ainsi les filons Plata et Oro entre les 5e et 6e étages. On voit aussi par la même coupe que le filon de la



Coupe No. 2.

Magdalena disparaît entre les étages 6e. et 7e. et qu'il coïncide aussi avec un plan de glissement le long duquel la portion C glissa sur la portion B; ce second mouvement, de plus grande intensité que le premier, provoqua une nouvelle dislocation dans ces mêmes filons. Le filon de la Cantera passe, dans cette coupe, au Sud du puits Rosario et va se réunir au filon Plata au dessous du 7me. étage.

Dans le coupe tranversale N.° 3, les ramifications du filon Plata se séparent et le puits de Esperanza suit l'un d'eux jusqu'à une profondeur de 77 mètres, niveau du



Coupe No. 3.

premier étage; le filon de la Cantera, changeant son inclinaison vers le Sud, va également se réunir au filon Plata au dessus du 7me. étage.

Dans les projections horizontales de ces filons (voir la planche II), on peut noter une série de fractures transversales qui les coupent plus ou moins perpendiculairement et suivant lesquelles se sont produits de petits glissements. Je mentionnerai parmi ces fractures, les deux principales: celle qui est coupée par le puits La

Llave au sixième niveau et dont la direction varie entre 15 degrés N.E. et 35 degrés N.O., avec une inclinaison de 70 degrés E.; elle est marquée AA sur le profil N.° I (voir les coupes longitudinales, planche I); la seconde est celle qui passe par le puits de Colón avec 80 degrés d'inclinaison à l'E. et une direction que varie entre 25 et 35 degrés N.O. (elle est marquée BB sur le profil). Entre ces deux fractures qui limitent la zone principale d'enrichissement des filons de "El Bote," il en existe d'autres intermediaires; les unes comme les autres ont influé d'une manière notable dans la distribution de la richesse métallifère qui, comme on peut le voir sur le profil, se concentre de préference dans cette région; la portion figurée avec des doubles hachures dans la coupe correspond aux exploitations dans le filon de la Magdalena; ce filon, dont la puissance moyenne est de 1 m. 50, a donné des minerais d'un très beau titre d'or surtout dans la zone superficielle.

La puissance moyenne du filon Oro est de 4 mètres; ses minerais contiennent des sulfures d'argent avec une quantité régulière d'or (20 gr. par tonne en moyenne); c'est pour cela qu'on lui a donné le nom de *Filon d'Or* pour le distinguer du *Filon d'Argent* dans lequel l'or est plus rare et où dominent les sulfures d'argent dans la silice compacte. Dans le filon Oro, on trouve beaucoup de quartz cellulaire, avec des oxydes de fer en abondance et sa zone d'oxidation s'étend, jusqu'à 120 mètres de profondeur.

Le filon FF qui, ainsi qu'on l'a vu, coïncide avec un plan de glissement, est stérile et son remplissage n'est pas dur à cause du matériel broyé qu'il renferme; cette circonstance a été mise a profit dans les travaux d'exploitation pour établir rapidement des galeries de recherches.

Le filon de "La Cantera" a été exploré jusqu'à 270 mètres de profondeur; ils est complètement stérile; sa puissance moyenne est de 6 m. et son remplissage est caractérisé par l'abondance de la blende. Dans la partie comprise entre le puits San Jorge et le galerie "Esperanza," qui part du puits San Fernando, il se réunit au filon Plata au'il suit en profondeur tout en changeant son inclinaison vers le Sud.

Le filon "Magistral," situé à environ 1 kilom. au Nord des filons de El Bote, appartient aussi au système E.O.; c'est sur lui qu'ont été ouvertes les mines La Capilla, La Parroquia, Socavón de La Cruz. Il parcourt une étendue d'environ 1,200 m. avec une direction variant entre 65 et 72 degrés N.O. et une inclinaison de 70 degrés N.E.; il se trouve dans des schistes à séricite anciens qu'il coupe par endroits, mais qu'il suit aussi quelquefois; sa puissance moyenne est de trois mètres. Al l'Est du puits de La Capilla il se divise en deux petites ramifications qui se perdent à l'ouest, près de la petite rivière de l'Alamo.

Les métaux de ce filon sont plombeux et cuprifères; les premiers (galène avec très bas titre d'argent) se présentent accompagnés de blende et de pyrite; les seconds (chalcopyrite, bornite, oxydes et carbonates de cuivre et cuivre natif) son ceux qu'on exploite le plus. Les oxydes de fer, avec proportion notable de cuivre natif, se trouvent en abondance dans la zone d'oxidation, qui atteint une profondeur de 40 m. dans la mine La Parroquia.

Enfin, les filons La Plata et la Sierpe et quelques autres, situés à l'extrémite N. de la région qui fait l'objet de cette étude, présentent les caractères généraux des autres filons de ce système. Ils n'ont actuellement aucun

intérêt car les anciens travaux qui ont faits sur la plupart d'entre eux sont abandonnés et inaccessibles.

Filons du système N.O.-S.E.—Parmi les principaux filons appartenant à ce système, je citerai "La Quebradilla," les filons de "San Luis" et "Santo Tomás" exploités par la Compagnie de San Rafael, ceux de "San Vicente" et "Dolores" dans la mine de Los Campos, et quelques autres situés sur la colline de Bolsas et sur le versant septentrional de la Mesa del Cerrillo; tout ce système traverse le conglomérat rouge qui se trouve dans cette région.

Le filon "Quebradilla" se trouve dans des roches diabasiques; sa direction est de 45 degrés N.O. et son inclinaison varie entre 45 et 60 degrés N.E. Vers le S.E., il se subdivise en plusieurs branches, séparées entre elles par la roche des alentours et, vers le N.O., il devie légérement dans une direction occidentale, jusqu'à se réunir avec le filon de La Cantera. On le retrouve de nouveau à 700 mètres à l'E. de ce point, dans le *Socavón* de El Grillo, avec une direction de 45 degrés N.O. et une inclinaison de 55 degrés N.E. La meilleure zone minéralisée de ce filon est située entre le puits de Guadalupe et El Centauro (voir le profil N.° 3) et principalement dans les embranchements supérieurs.

Les filons de "San Luis" et "Santo Tomás" traversent des grés et brèches rouges dans leur zone supérieure et des roches diabasiques dans leurs zone les plus profondes; en d'autres endroits ils se trouvent uniquement dans la roche diabasique. Le premier a une direction moyenne de 45 degrés N.O. et une inclinaison de 65 degrés N.E.; le second une direction entre 55 et 70 degrés N.O. avec une inclinaison de 50 degrés S.O. Ces deux filons se séparent près du puits de San Luis et s'éloignent dans la

direction du S.E.; le "San Luis" pour passer par les mines de San Bartolo, Armonía et Clérigos et le "Santo Tomás" pour se poursuivre par celle de Bolsas.

Entre ces deux filons principaux se trouvent d'autres secondaires (San Miguel, San Cristóbal, San Pablo, La Reforma) situés "al alto" et "al bajo" des premiers et qui ont été également exploités dans ces mines, où existe le puits le plus profond du district (puits de "Lete," de 415 mètres), au moyen duquel on explora jusqu'à une profondeur de 400 mètres.[1] Les filons de "Dolores" et "San Vicente" traversent une couche de congloméré rouge; leurs directions respectives sont 40 degrés N.O. et 65 degrés N.O. et leur inclinaison verie entre 45 et 60 degrés S.O.

Tous ces filons son essentiellement argentifères la proustite, l'argentite, la pyrargyrite et l'argent natif en filaments s'y rencontrent communément; les tenuers d'or des minerais sont généralement basses et on y trouve rarement de l'or natif.

Filons du système N.S.—Les filons appartenant à ce système sont situés vers le S.O. de la ville; ils sont essentiellement aurifères; leur remplissage est constitué exclusivement par du quartz cellulaire dans lequel abondent les oxydes de fer avec l'or natif. Ce sont des filons étroits qui courent dans une direction variant de 9 degrés N.E. à 25 degrés N.O., avec une inclinaison de 70 à 85 degrés E. ou O.; ils se trouvent dans des schistes argileux ou dans de la "roca verde."

L'or apparait disséminé dans la masse quartzeuse, ou

1 Toutes ces mines, de même que celle de la Quebradilla, se trouvaient, lors de ma visite, presques complètement inondées; la zone accessible était très superficielle: on commençait alors à faire, dans les puits de San Luis et Lete, des installations pour amener leur dessèchement.

bien encore, il se présente sous la forme de gros grains, qui occupent les cavités du quartz; il existe surtout dans la zone superficielle des filons.

On peut comprendre enfin dans ce système les fractures tranversales déjà étudiées qui coupent plus ou moins perpendiculairement celles du système E.O.

Filons du système N.E.-S.O.—Les filons de ce système sont peu nombreux et peu étendus. Leur direction moyenne est de 50 degrés N.E. et leur inclinaison dominante de 60 degrés S.E. Parmi eux, je ne citerai que le filon "Collado," exploité par les mines "Barones y Vicochea," dont les travaux sont actuellement paralysés.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.

Distribution des minerais dans les gîtes métallifères.—
Dans les filons de la région que nous venons d'étudier on peut distinguer trois zones: la première est la zone supérieure (chapeau de fer), qui contient principalement des oxydes de fer (*colorados*); elle est très superficielle dans certains filons (filon La Cantera, extrémité O. du filon Mala Noche), alors qu'elle atteint, dans d'autres, une profondeur de 150 mètres; elle est d'une richesse moyenne; on y trouve parfois de l'or natif. La seconde, ou zone intermédiaire ou de transition, est très-riche et dans celle-ci sont associés les oxydes et les sulfures, avec prédominance du sulfure d'argent. Enfin, la troisième est la zone inférieure; les sulfures de fer et les sulfures de plomb et le zinc y abondent (*negros*).

Les deux premières zones sont presque toujours exploitables commercialement parlant. Ce sont elles qui ont fourni les principales *bonanzas* du district; la der-

nière, au contraire, présente cette particularité que son appauvrissement est progressif.

On ne peut établir aucune loi en ce qui concerne la distribution des minerais de ces gîtes, en zones riches; on peut dire seulement que la richesse se concentre à l'intersection des filons avec les fractures transversales qui les coupent.

Structure et genèse des filons.—Les systèmes de fractures de la région on été remplis par les dépôts des eaux thermo-minérales circulant dans les fentes qu'elles rencontrèrent sur leur passage. Ces dépôts en cimentant les roches des parois ont donné aux filons une structure bréchеuse simple, ou une structure en forme de bandes, si le dépôt s'est fait par zones symmétriques ou concentriques.

La genèse de ces gîtes métallifères est intimement liée avec les manifestations volcaniques qui suivirent les éruptions rhyolithiques; du reste, la forme sous laquelle se sont associés les minerais qu'ils contiennent, indiquent bien que ces gîtes sont dûs à la circulation des eaux thermales lesquelles, par suite du mélange de solutions d'une composition chimique différente et de la diminution de pression et de température, ont déposé les matières minérales qu'elles contenaient en suspension.

Clasification des gîtes.—Les gîtes métallifères que nous venons d'étudier sont localisés dans des systèmes de fractures, auxquels ont donné naissance les actions tectoniques; ils se sont formés postérieurement à la roche encaissante et je les désignerai, en suivant la classification de A. W. Stelzner et R. Beck, sous, le nom de *primaires épigénétiques*, continues dans des *fractures exoquinétiques.*

Ces gîtes ont la forme de filons qu'on trouve dans la

région étudiée soit dans la roche diabasique, soit dans des schistes argileux ou dans des brèches et conglomérats rouges. Suivant la nature et la prédominance des minerais qu'ils contiennent, on peut les diviser en quatre zones, à savoir: une zone centrale argentifère, avec teneur en or, plus fréquente à l'extrémité occidentale; une zone plombo-argentifère située au Nord de la précédente; une zone plombo-cuprifère qui se trouve entre les deux précédentes et au N.O. de la première; enfin une zone essentiellement aurifère qu'on rencontre au Sud de la zone centrale et où l'or natif est visible à l'oeil nu.

Age des filons.—Les filons de la Serranía de Zacatecas traversent des brèches diabasiques, des conglomérats et des grès rouges probablement assez modernes, en tout cas post-triasiques et ils coupent même les roches rhyolitiques de la région qui sont en majeure partie plus modernes que les brèches et grès; ils sont par conséquent postérieurs à ces dernières et ont évidemment été formés après les éruptions rhyolitiques.[1]

EXPLOTATIONS DES FILONS.

L'exploitations des filons dans les mines du district s'est ressenti des défectuosités du système implanté dans le pays par les conquérants, système dans lequel, presque toujours, les travaux de préparation et d'exploitation étaient conduits sans ordre. Le transport intérieur se faisant à dos d'hommes, depuis le lieu d'exploitation jusqu'à les "despachos" dans les puits et même jusqu'à l'entrée de la mine. Pour extraire le minerai et enlever

1 Voir la figure 7 qui accompagne le travail de Burckhardt et Scalia sur laquelle l'on voit le filon du cerro de la Sierpe coupant à angle droit la rhyolite.

les eaux, on employait des cabestants mûs par des chevaux.

Au cours des 50 dernières années, on a perfectionné ces méthodes: on a utilisé les vois ferrées pour le transport intérieur, les cabestans à vapeur pour l'extraction et les pompes Cornish de 14″ pour le desséchement.

La quantité d'eau dans les mines n'est pas considérable et on a pu noter qu'elle augmente dans certains filons aux points d'intersection avec les fractures transversales; mais dans tous les cas les pompes ou les cabestans à godets les épuisent facilement sans beaucoup de travail.

Les roches qui entourent les filons (*panino*, comme disent les mineurs du pays) sont d'une consistance suffisante pour pouvoir éviter l'établissement d'étaies dans beaucoup d'endroits.

La ventilation se fait d'une manière naturelle et est assez bonne.

MÉTALLURGIE.

La plus grande partie des minerais extraits sont traités par l'amalgamation au "patio;" le nombre total d'établissements métallurgiques employant ce procédé a atteint, à des époques antérieures, le chiffre de 44, les uns situés aux portes mêmes de la ville, les autres dans les villages de Guadalupe, Sauceda, Veta Grande et Pánuco. Actuellement, tous ces établissements sont paralysés; les minerais riches sont envoyés aux fonderies du pays et les minerais pauvres (*azogues*) sont traités par le système de "pans," dans des usines métallurgiques qui se trouvent réunies avec les mines; les minerais de cuivre de basse teneur sont concentrés avant d'être expédiés.

Récemment, on a commencé dans la lagune "El Peder-

nalillo" des installations pour traiter par cyanuration les "jales" qui ont été transportés au fond du lac pendant de longues années et qui proviennent des anciens établissements métallurgiques de Guadalupe et de Zacatecas.

Institut Géologique National.—Mexico, le 1[er] Août 1905.

ERRATA

Page 3, ligne 4, AU LIEU DE *Epoque de propérité* LISSEZ *Epoques de prospérité*.

Page 4, ligne 9, AU LIEU DE 1868, LISSEZ 1863.

Page 6, lignes 11 et 12 ascendant, AU LIEU DE du N. au S.E. et du N.E. au S.O., LISSEZ du N. au S., du N.O. au S.E. et du N.E. au S.O.

XVIII

(EXCURSION DU NORD).



LE MINÉRAL DE MAPIMÍ

PAR

J. D. VILLARELLO.

MINERAL DE MAPIMÍ

PAR M. J. D. VILLARELLO.

UBICATION.

Le Minéral de Mapimí se trouve dans la chaîne appellée "La Bufa" à 10 kilomètres au Sud de la Ville de Mapimí, dans la Municipalité du même nom de l'Etat de Durango. La ville de Mapimí (8,000 habitants), n'offre rien de remarquable, elle se trouve à: 4°27′27″20 de longitude Ouest de Mexico par 25°45′55″ de latitude Nord, et à 1,360 mètres au dessus du niveau de la mer.

VOIES DE COMUNICATION.

De la gare de Bermejillo (Chemin de Fer Central Mexicain) on prend une voie ferrée étroite de 24 kilomètres par laquelle on arrive à la ville de Mapimí; cette voie continue encore dans un trajet de 3½ kilomètres pour arriver à la gare du Cambio qui se trouve au pied de La Bufa à l'extrémité du ravin qui descend de la mine d'Ojuela, à cet embranchement il y a une voie à crémaillère de 3,162 mètres de parcours qui monte jusqu'à 305 mètres pour arriver à la mine dont nous venons de parler. Un pont suspendu relie la mine d'Ojuela avec celles de Campo Sur. Ce pont de 325,83 mètres de long par 1.83 de large est traversé par une voie ferrée qui se trouve à 80 mètres de hauteur sur le fond du lit du ruis-

seau et a une différence de niveau de 14.60 à ses extrémitées.

HISTOIRE ET PRODUCTION.

Le Minéral de Mapimí qui est le plus ancien de l'Etat de Durango fut découvert par les espagnols en 1598 qui mirent ces mines en exploitation avec le plus grand succès jusqu'en 1821, à partir de cette date les mexicains en continuèrent l'exploitation mais en petit jusqu'en 1884. En 1867 et jusqu'en 1891 ce Minéral fut presque abandonné mais en 1892 reccomença une autre époque de prospérité qui quoique aujourd'hui son apogé est passe n'est pas près de terminer. En 1893 on monta plusieurs compagnies pour l'exploitation de ces mines et parmi les plus importantes de celles-ci nous citerons la Compañía Minera de Peñoles, S. A. qui comprit parfaitement que pour retirer des bénéfices de l'exploitation de ces mines il lui fallait un fort capital, car les travaux devaient se faire en grand quoique le plus économiquement possible; dans ce but la Compagnie fit construire les voies de communication dont nous venons de parler, établit un grand Bureau métallurgique, monta des machines éléctriques pour les travaux des mines, et développa très activement l'exploration et l'exploitation des gisements métallifères, au point de que pendant longtemps elle put extraire de 300 à 500 tonnes de minerai par jour et distribuer des dividendes de $100,000 par mois. En 1893 32 mines travaillaient seulement à Mapimí et donnaient $672,977.73 et en 1899 on exploitait dans tout le parti 218 mines qui produisaient $4.037,866.38 c. La mine d'Ojuela[1]

---

1 Nom qui lui a probablement été donnée par la texture en forme de feuilles dont est formée la galène de cette mine et qui aujourd'hui s'écrit par corruption orthographique Ojuela au lieu de Hojuela.

qui appartient à la Compagnie de Peñoles est une des plus profondes du Mexique, elle a donné d'excellents rendements ayant été le principal élément de richesse de Mapimí.

PHYSIOGRAPHIE.

L'Etat de Durango se trouve occupé dans sa plus grande étendue par les impracticables et élevées montagnes de la Sierra Madre qui le traversent du Nord au Sud et le séparent à l'Ouest de l'Etat de Sinaloa. Cette chaîne très élevée, pittoresque et riante est couverte d'une luxuriante végétation; elle forme la limite du versant des eaux qui vers l'Est descendent par les rivières des Palomas, Tepehuanes, San Juan le Nazas par les lacs de Mayran; vers l'Ouest les eaux descendent par les rivières Humaya, S. Lorenzo, Elota, Piaxtla, del Presidio y del Rosario vers la Pacifique. La Sierra Madre dans sa descente vers l'Est forme les échelons appellés: Sierra del Oso, de Candela, de San Francisco et s'avance vers la ville de Durango. Du pied de cette chaîne et vers l'Est s'étendent des plaines qui quelquefois sont coupées par des chaînes moins importantes comme le sont celles de Cuencamé, S. Juan de Guadalupe, Los Noas, celle del Rosario, la Sierrita de Bermejillo, celle del Mimbre, de Mapimí, Hornillas, et Banderas. Plus à l'Est se trouve le Bolson de Mapimí, grande vallée d'une platitude monotone et à l'entrée de laquelle se trouve à l'Ouest la ville de Mapimí.

Au Sud de celle-ci et à quatre kilomètres s'élève une montagne escarpée et impracticable connue sous le nom de La Bufa de Mapimí qui de ses 700 mètres de hauteur domine majestueusement les plaines environnantes. Cette montagne a une largeur d'environ trois kilomètres par

une longueur beaucoup plus grande; sa cime très élevée se dirige vers les 45° N.W. et son ensemble vu de la ville de Mapimí offre un profil assez ressemblant au visage d'une femme.

Au pied du flanc Oriental de la Bufa et des roches coupées à pic qui ont à peu près 400 mètres de hauteur qui atteignent presque la cime de la montagne, se trouve la mine d'Ojuela; à cet endroit il y a deux ravins, un qui se dirige au N.E. en séparant cette mine de celles du Campo Sur et où se trouve le pont suspendu, et l'autre qui descend vers El Cambio en se dirigeant vers le N.W. et par lequel monte le chemin de fer à crémaillère qui va à la mine d'Ojuela. Au Sud du pont suspendu, le terrain s'élève jusqu'à 480 mètres au-dessus de Mapimí, et c'est là que se trouvent les mines de Campo Sur; à partir de cet endroit commence la descente vers le ruisseau del Carmen près de San Judas de abajo. Des bureaux établis à Campo Sur on jouit d'une vue magnifique car vers l'Est on voit s'élever les imposants rochers de La Bufa et vers l'Ouest s'étendent les grandes plaines.

Le pied occidental de La Bufa est moins escarpé que le pied oriental et on remarque la même chose dans les montagnes qui se trouvent entre Mapimí et S. Pedro del Gallo.

La Sierra de Mapimí s'étend jusqu'au Mineral de Cerro Prieto et c'est entre elle que se trouvent les Monts de Providencia, El Trueno, La Cruz, La Candelaria et quelques autres sans nom qui forment les échelons de La Bufa donc nous venons de parles.

GÉOLOGIE.

La géologie de La Bufa est très simple car on n'y rencontre que deux roches; l'une sédimentaire mesocrétacique et l'autre éruptive tertiaire. La première est formée de couches de schiste argileuse, intercallée entre des gros bancs de calcaires gris bleus et quelquefois noirs dont la direction change entre les 30° et les 54° N.W. et la roche éruptive qui est une andésite amphibolique qui affleure au Nord de Mapimí aux environs de la gare El Cambio. Les schistes argileuses affleurent fort près de Mapimí au premier pont du chemin de fer qui va à Ojuela et prennent la direction du N.W. 25° avec une inclinaison de 70° vers W.

Au kilomètre 2 1|2 de la voie à crémaillère où l'on voit des schistes argileuses assez minces qui ont une direction de 50° N.W. et une inclinaison de 65° S. W. Celles-ci se prolongent par Ojuela vers le Campo Sur et elles se trouvent aussi dans les environs des mines La Palma, El Puertecito y Santa Rita, leur direction est de 45° N.W. et leur inclinaison de 33° W. Dans les bancs de calcaire et principalement dans les environs de San Judas de Abajo on trouve des nérinées et des rudistes.

STRUCTURE.

La formation sédimentaire dont nous venons de parler est plissée et forme un grand anticlinal, dont l'essieu a pour direction moyenne 45° N.W. Cet anticlinal se trouve détruit à sa partie supérieure par l'erosion très forte qui produite les coupures des roches du versant Est de La Bufa. Cette élévation se trouve dans le flanc W. de cet anticlinal.

TECTONIQUE.

La pression horizontale que produisit le plissement des calcaires et des schistes rompit aussi les premières et produisit les diaclases, car le déplacemment relatif des lèvres est trop petit pour que nous puissions considérer ces fractures comme de véritables failles. Les diaclases se groupent en trois systèmes différents et principaux. que l'on peut remarquer aussi bien à la surface comme dans l'intérieur: un de ceux-ci dont la direction moyenne est N. S. et incliné vers l'W. est coupé par un autre, dirigé vers E.W. et incliné vers le N. Ces deux systèmes coupent le troisième qui est placé parallèlement à la direction des couches calcaires. Ces diaclases se trouvent principalement aux environs de gîsements métallifères et coupent les plans de stratification des calcaires comme on peut le voir au N.° 9 de San Judas près des travaux miniers qui portent ce nom; dans le puits N.° 6 de la galerie Sud, à San Carlos du Sud; au croiseur du N.° 9 a Ojuela près des travaux d'une zone minéralisée, à la galerie basse N.° 2 de Esperanza, à Saint Vicente et San Ignacio au niveau de la Sangría, à Ojuela dans ses niveaux N.° 12 et 14 et à Paloma dans les niveaux 11 et 12. Les croisements de ces diaclases entre eux et avec quelques uns des plans stratigraphiques ont exercé une grande influence dans la distribution des gîsements métallifères de la région de Mapimí.

MINÉRAIS.

Les minérais plus abondants du dépôt primitif sont: mispickel, galène, blende, pyrite de fer, et la calcite comme matrice. La boulangerite, la chalcopyrite sont moins

abondantes, ainsi que las matrices fluorine et la baritine. La stibnite, la pyrargirite, la panabase et le quartz sont fort rares. Les minerais d'origine secondaire sont: la cérussite l'hématite brune et la calcite sont les plus abondants, la bindheimite, cervantite, anglésite, calamite, et la pyrolusite sont moins aboudantes; l'wulfénite, argent natif et l'aragonite sont fort rares.

GÎSEMENTS MÊTALLIFÈRES.

Appellées Chiflones à Mapimí.

Dans les calcaires mesocrétaciques et près du centre de l'anticlinal se trouve un système fort compliqué de cheminées minéralisées qui suivant le trajet qui offre moins de résistance à la circulation des eaux ont pris des formes et des dimensions fort variables; ces cheminées affleurent dans plusieurs lieux comme à La Palma, Providencia, La Víbora, El Carmen, El Cuervo, San Judas de Abajo y de Enmedio, Pozo Blanco, El Puertecito, Santa Rita de Abajo y de Arriba, San Nicolás, El Buñuelo, La Colorada, San Ignacio, San Vicente, Ojuela Vieja, Socavón viejo, San Antonio, &c. Cette foule d'embranchements se réunissent à l'intérieur pour se séparer inmédiatement, ils se retréeissent beaucoup dans quelques endroits pour atteindre ensuite une largeur de 30 à 40 mètres de diamètre dans leur section tranversale; à quelques endroits ils suivent une direction verticale pour continuer après presque horizontalement; présentant dans certains endroits une apparence d'un filon interrompu dans sa direction et borné de chaque côté par des épontes ou des planes stratigraphiés des calcaires qui suivent parfois sa direction et quelquefois des directions transversales; ou elles se présentent soit sous la forme de grandes poches de 10

à 30 mètres de large bornées par la masse des calcaires. Ces poches sont interrompues à la profondeur où se trouvent réduits à une veine insignifiante qui les communique avec des poches plus profondes; ou bien en dernier lieu elles prennent la forme de tuyaux quelquefois en spirale et en des sections variables. Dans ces systèmes de cheminées qui est assez compliqué et embrouillé on peut remarquer les suivantes: Ojuela, qui entre les 200 et les 300 mètres de profondeur atteignit 40 mètres de diamètre et descendit presque verticalement jusqu'aux 650, quoique étroite et irrégulière dans les derniers 150 mètres. Cette cheminée est fort remarquable tant par la grande quantité de minerai qu'elle a produit, comme par les grandes dimensions des creux qui sont restés après l'exploitation; elle se trouve fort près de la cheminée La Paloma qui aux 470 mètres de profondeur suit une direction horizontale pour ensuite descendre verticalement jusqu'à 600 mètres, et des 500 aux 600 mètres son diamètre a changé de trente à quarente mètres; de son exploitation il est resté un immense trou béant. La cheminée de San Ignacio dont la section varie entre 10 et 20 mètres de diamètre commença par descendre d'abord presque verticalement pour suivre vers les 150 mètres de profondeur avec une pente de 45° N.W. La cheminée de San Vicente inclinée d'abord vers le S.E. suivit après verticalement pour s'incliner ensuite vers N.W. Las cheminées de San Vicente et de San Judas de moindre importance indutrielle que celle d'Ojuela sont descendues jusqu'aux 500 mètres de profondeur changeant leur inclinaison en se rétrécissant dans les masses des calcaires et présentant des formes fort variables dans tout leur trajet.

Quelques unes des cheminées minéralisées se trouvent reliées à d'autres presque vides comme celle qu'on nomme

la grotte de los Riscos qui servent maintenant à la circulation des eaux superficielles comme celle qui se trouve au Nord de Paloma et qui permit une communication naturelle entre ces travaux et le puits N.° 2 à la profondeur de 550 mètres "Niveau N.° 13." On peut dire le même de celle qui est nommée Camino del Agua, "Niveau N.° 11 de Paloma," à 450 mètres de profondeur du puits N.° 3.

Le calcaire dans les environs du gîsement se trouve méthamorphosées en marbre; cette méthamorphose est due principalement aux eaux thermo-minérales qui traversèrent les cavites dont nous venons de parler.

La roche d'épontes du gîsement présentent leur surface rongée qui est caractéristique des calcaires qui ont été soumises à l'action d'un dissolvant; cette surface se trouve irrégulièrement ondulée se fait remarquer La Esperanza dans d'autres travaux de la mine.

DISTRIBUTION DES DÉPÔTS MÊTALLIFÈRES.

Parmi les minerais cités et qui forment le remblayage de ces gîsements on ne peut guère établir un ordre de succession, et l'on ne peut leur voir nulle part aucune disposition symétrique dans leur structure en croûtes caractéristique de la cristallisation des minérais dissous dans les solutions thérmales et déposés dans les creux qui existaient auparavant entièrement ouverts avant leur remplissage. Dans les gisements de Mapimí, la galène, le mispickel, la pyrite, la blende et en général tous les minerais du dépôt primitif se trouvent en de masses compactes qui quelquefois envellopent de grands blocs de calcaire dont la surface est arrondie, d'autre part dans aucun des poches minéralisés on ne peut trouver

des sables ou des cailloux cimentés dans le fond; mais en échange ceux que l'on trouve vides comme celle qu'on appele Cueva de los Riscos on y trouve des couches de sable plus ou moins fin.

La distribution de ces gîsements dans les calcaires de Mapimí dépend comme nous l'avons déjà dit du caractère physique de la roche dont nous venons de parler, de sa plus ou moins grande perméabilité qui est düe aux diaclases qui la sillonent. Les intersections de ces fractures surtout dans les endroits de peu de capillarité constituent un trajet de moindre résistance au passage des eaux, ce trajet fort irrégulier est aujourd'hui occupé par les cheminées minéralisées que nous avons cité. Dans les masses de calcaires compactes les explorations ont été infructueuses et ces masses bornent ces gisements métallifères.

Le niveau hidrostatique de la région offre une surface fort irrégulière; il se trouve à peu de profondeur dans les environs de Mapimí et descend jusqu'à 550 mètres à la mine d'Ojuela c'est-à-dire à 210 mètres sous Mapimí. C'est pour cette même raison que varie le profondeur où commencent à aparaître les sulfures du dépôt primitif qui se trouvent aussi dans la zone de lixiviation du gîsement dans quelques endroits où le premier dépôt est impérméable ce qui a empêché que les réactions secondaires puissent s'y vérifier.

Les métaux précieux se trouvent irrégulièrement distribués dans les minerais déjà cités mais on peut dire que tant le mispickel comme le blende sont très pauvres en argent, metal qui se trouve dans la galène en des proportions industrielles, et que l'or se trouve dans quelques masses d'hématite compacte mêlé à la cérussite dans la zone de lixiviation des gisements.

ENRICHISSEMENT SECONDAIRE.

Plusieurs faits qui ont été remarqués dans l'exploitation de ces gisements démontrent le second enrichissement du remblayage primaire, enrichessement dù aux réaction secondaires causées par la descente des eaux superficielles En effet dans plusieurs travaux comme par exemple dans le travail principal du groupe Campo Sur, travail qui se trouve à 1,600 mètres d'altitude et au Nord du puits N.° 1 qui descend du San Judas; on trouve de la cerussite riche en argent et de l'hématite compacte riche en or quelques mètres au-dessous d'une zone lixiviée du gîsement où le remblai est formé par de l'oxide de fer poreux et pauvre ainsi que celui qui se trouve au niveau du sol de San Judas 75 mètres au-dessus du travail cité. En plus des sulfures que nous avons laissé dans la zone de lixiviation du gîsement et principalement dans celle de transition comprise entre les niveaux 11 et 13 soit entre 1,150 mètres et 1,250 mètres au-dessus du niveau de la mer sont beaucoup plus riches en or et en argent que les sulfures trouvés à des niveaux inferieurs ou dans la zone des eaux permanentes. En général les sulfures de cette zone sont très pauvres en métaux précieux excépté le peu de galène qu'ils contiennent.

ÂGE DES GISEMENTS.

Ils appartiennent à l'âge tertiaire et se rapportent à la formation des andésites qui affleurent aux environs del Cambio et au Nord de Mapimí.

GENÈSE DES GISEMENTS.

Les actions tectoniques générales qui ont causé le plissement des schistes et des calcaires dont nous venons de parler produisirent combinées aux fortes pressions latérales systèmes de diaclases déjà décrits; des fractures assez grandes étendues en sens horizontal et qui se prolongent en profondeur quoique leur nombre va en diminuant. Ces diaclases capillaires et supracapillaires dans leurs croisements formèrent des chemins irréguliers mais de moindre résistance à la circulation des eaux, ces chemins se trouvent séparés entre eux par les parties compactes, non fendillées et par cela même impermeables des calcaires mesocrétaciques de la région. D'autre part, la seule explication plausible que l'on puisse donner sur l'origine de ces gîsements et qui ne soit pas contradictoire aux faits observés est qu'ils sont dûs à la circulation des eaux thérmominérales ascendantes produites par les actions solfatariennes qui suivirent immediatement l'apparition des roches éruptives tertiaires du pays.

Les eaux thérmominérales ascendantes en passant par les diaclases, elles durent dissoudre les calcaires et élargir par cela même les fentes étroites qui y existaient. Cette disolution des calcaires due aux actions chimiques échangées entre elles et les eaux minéralisatrices dût prendre de plus grandes proportions dans les endroits plus morcelés du calcaire ou cette circulation des eaux était plus facile et que la surface qui pouvait se lixivier était aussi plus grande, mais comme les fractures du calcaire se trouvaient localisées en zones et que dans ces zones les diaclases n'étaient pas de la même largeur, le chemin suivi par les eaux fut forcément très irrégulier,

car elles devaient monter par le chemin qui offrait le moins de résistances soit celui qui se trouvait le plus morcelé et par cela même les cavités formées par l'élargissement des diaclases primitives durent: rester disséminées; sont plus nombreuses à la surface qu'à la profondeur, car c'est là précisement que le nombre de diaclases diminue; et ont des formes et dimensions plus variables. D'autre part les épontes de ces cavités élargies devaient forcément faire voir en quelques endroits la surface caractéristique qui est le résultat de l'action d'un disolvant sur le calcaire.

A mesure que les cavités s'élargissaient dans quelques endroits, les minéraux s'y déposaient dans d'autres jusqu'à remplir les cavités et laissaient dans ces remblais quelquefois des blocs plus ou moins grands de calcaire qui échapèrent à l'action dissolvante des eaux thérmominérales.

D'un autre côte, les eaux superficielles dans leur mouvement de descente élargissirent aussi les diaclases par lesquelles elles passaient et faisaient dissoudre le calcaire par l'acide carbonique qu'elles contenaient. Telle fut l'origine des "chimeneas" qui restent aujourd'hui plus ou moins vides, mais qui en se communicant avec celles qui sont minéralisées, ce qui permet l'arrivée à ces dernières des eaux supérficielles où elles produisent par cette cause des remotions, des transformations, et substitutions métasomatiques ainsi que des enrichessements secondaires du remblai primitif.

GÉOLOGIE CHIMIQUE.

Les eaux thérmominérales qui traversèrent ces gisements contennaient probablement en dissolution et en équilibre chimique; d'une part, des sulfures, sulfhidrates de sulfures alcalins, alcalins-terreux, et de l'acide carbonique libre; et d'autre part, des carbonates alcalins, alcalins terreux et de l'acide sulfhidrique libre. Les eaux thérmales qui contenaient ces composés et sous pression pouvaient fort bien dissoudre; par la présence des sulfures cités, les sulfures d'arsénic et d'antimoine en formant des soulfoantimonites et des sulfoarcénites; au sulfure de fer, et au sulfure de cuivre qui est soluble dans les sulfoantimonites alcalins; par la présence des sulfhidrates de sulfure le sulfure de zinc et le sulfure d'or, et par la présence du sulfhidrique libre et dissous, aux sulfures de plomb et d'argent. Mais comme ces derniers sulfures sont peu solubles dans cet acide, celui-ci devait exister en grande quantité et par cela même les eaux minéralisatrices devaient contenir en forte quantité des sulfures, des sulfhidrates de sulfures et de l'acide sulfhidrique libre et en petite quatité des carbonates alcalins et alcalins terreux.

En montant par les diaclases des calcaires les eaux thérmales les élargirent parce que les sulfures alcalins agissaient sur le carbonate de chaux en formant des sulfures de calcium et des carbonates alcalins composés qui sont solubles dans l'eau. En plus en augmentant la quantité de carbonates alcalins l'équilibre chimique dont nous avons parlé devait forcément s'altérer, car pour cela la quantité de sulfhidrique diminuait tandis que celle d'acide carbonique libre augmentait, et celui-ci après avoir dissous le

calcaire formait le bicarbonate de chaux ce qui caussait aussi l'élargissement des creux.

Quand les eaux superficielles se recontraient avec les eaux thérmales ascendantes les réactions chimiques que nous venons d'expliquer devaient forcément acquérir une plus grande extension, car les eaux superficielles après avoir traversé les calcaires gardaient en dissolution du carbonate de chaux, ce qui altérait l'équilibre chimique où se trovaient les composés dissous des eaux thérmales ascendantes et faisant diminuer la quantité des sulfhidrates et de l'acide sulfhidrique libre qu'elles contenaient. La diminution de ces composés donnait naissance à un dépôt formé par des sulfures de zinc, de cuivre et de fer qui sont plus solubles dans les sulfhidrates de sulfures que dans les protosulfures alcalins; par des sulfures de plomb et d'argent qui se précipitent quand diminue l'acide sulhidrique dissous et par des sulfoantimonites de plomb, cuivre et d'argent aussi que des sulfoarséniures de fer car les carbonates alcalins et alcalins terreux changent la composition des sulfoantimonites et des sulfoarsénites métalliques en prennant l'excès de l'élément éléctro-négatif, et c'est ainsi que l'on arrive à former des composés de proportions arrétées et plus stables qui se déposent dans les gisements métallifères comme de véritables minerais. Il faut remarquer aussi que la pression en diminuant fait aussi diminuer la quantité d'acide sulfhidrique et de l'acide carbonique dissous dans l'eau en formant le dépôt, d'abord, des sulfures de plomb et d'argent et ensuite des composés dissous par la présence de l'acide carbonique.

Une fois terminé le premier remblai de gisements, les eaux oxidantes superficielles transformèrent les sulfures en des oxides et des sulfates; quelques-uns de ces derniers

en attaquant le calcaire causèrent des substitutions métallifères en formant des carbonates métallifères et ces substitutions unies à l'action dissolvante de l'acide carbonique que contenaient ces eaux formaient un second élargissement de la cavité que remplissait le gisement métallifère. De plus par l'action oxidante de ces eaux les sulfoantimonites se transformaient en sulfoantimoniates et en antimonites en produisant des enrichissements secondaires dans les lieux où les sulfures primaires servaient comme des précipitantes solides de la solution des sulfates métalliques.

CLASSIFICATION DES GISEMENTS.

Ils sont primaires épigénétiques, avec élargissement de la cavité contemporaine au remblais et par dissolution de la roche d'épontes, sont dues à la circulation des eaux thérmominérales ascendantes sulfhidriques en excès et produites par les actions solfatariennes; ils sont plombés argentifères avec titre d'or, ils sont irréguliers, multiformes et sont encaissés dans les calcaires mésocrétaciques.

TITRE DES MINERAIS.

Le titre moyen des minerais est le suivant: un 15 à 18% de plomb, 400 à 650 grammes d'argent et de 6 à 9 grammes d'or par tonne.

EXPLORATION ET EXPLOITATION.

L'exploration de ces mines se fait en ouvrant des galeries, dont la direction n'obéit pas à des règles fixes, et des croiseurs. De cette sorte on forme des blocs rectangulaires

qu'on explote avec des perforatrises couronne de diamant, en ouvrant des trous horizontaux de cinq en cinq mètres généralement et par les quatre faces du bloc; quand par ces ouvertures on a trouvé un minerai dont l'extraction convient, on ouvre en les croisant de nouvelles galeries pour atteindre et bénéficier ce minerai.

Les galeries ouvertes de 50 en 50 mètres sont mises en communnication par des puits verticaux dont trois descendent de la surface du sol jusqu'au niveau N.° 12 à 500 mètres de profondeur. A partir de ce niveau et en descendant deux autres puits verticales s'y trouvent le N.° 1 à 300 mètres[1] le N.° 2 avec une profondeur de 70 m.

Le système d'exploration ancien se nommait d'équerres montantes mais aujourd'hui il est peu employé et autant que possible on travaille à ciel ouvert.

Le service de transport à l'intérieur se fait au moyen de voies ferrées et par les puits verticaux pourvus de câbles d'acier et de machines d'extraction éléctriques ou à vapeur.

Le boisage est de très peu d'importance et le aérage est naturel en général, car dans très peu de travaux on a établi la ventilation artificielle.

L'épuisement d'eaux se fait au moyen de pompes éléctriques qui sont installées dans les niveaux: N.° 12, 15 et 16 et il y ait aussi d'autres pompes suspendues.

MÉTALLURGIE.

Les minerais sans d'autre préparation mécanique qu'un triage fait dans la cour de la mine sont fondus s'ils sont des oxydes ou des carbonates, et son réverbérés

1 Vers la moitié de l'année 1903 à l'époque de ma visite à la mine d'Ojuela.

et fondus s'ils sont des sulfures ou des mélanges de sulfures et d'oxydes.

Les fourneaux à réverbère sont des marques suivantes: Holthof—Wethey, y Huntinton—Heberlein, et ceux qui sont employés pour la fonte sont Water Jacket, de soixantaine de tonnes par jour. En dernier lieu et pour terminer, le plomb ne se réfine pas mais on l'exporte en barres une fois fondu.

Institut Géologique de Mexico.

LITTÉRATURE:

Von Rath.—Sitzgsber. Niederrh. Ges. f. Nat. u. Heilk. in. Bonn, 1886. Pag. 241.

H. Pohlig. — Ueber die geologische Beschaffenheit von Mexiko. Sitzgsber. 1888. Pag. 66.

Jesús F. Escudero.—Minero Mexicano. 1897. Tome XXXI N.° 60, 61, 62.

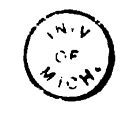
Ed. Naumann.—Ueber Reisebeobachtungen in Mexico. Z. d. D. geol. Ges. 1898. P. 106.

H. Van F. Furman.—Minero Mexicano. 1900. Tome XXXVI. N.° 23.

R. Beck.—Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin. 1901.

ERRATA.

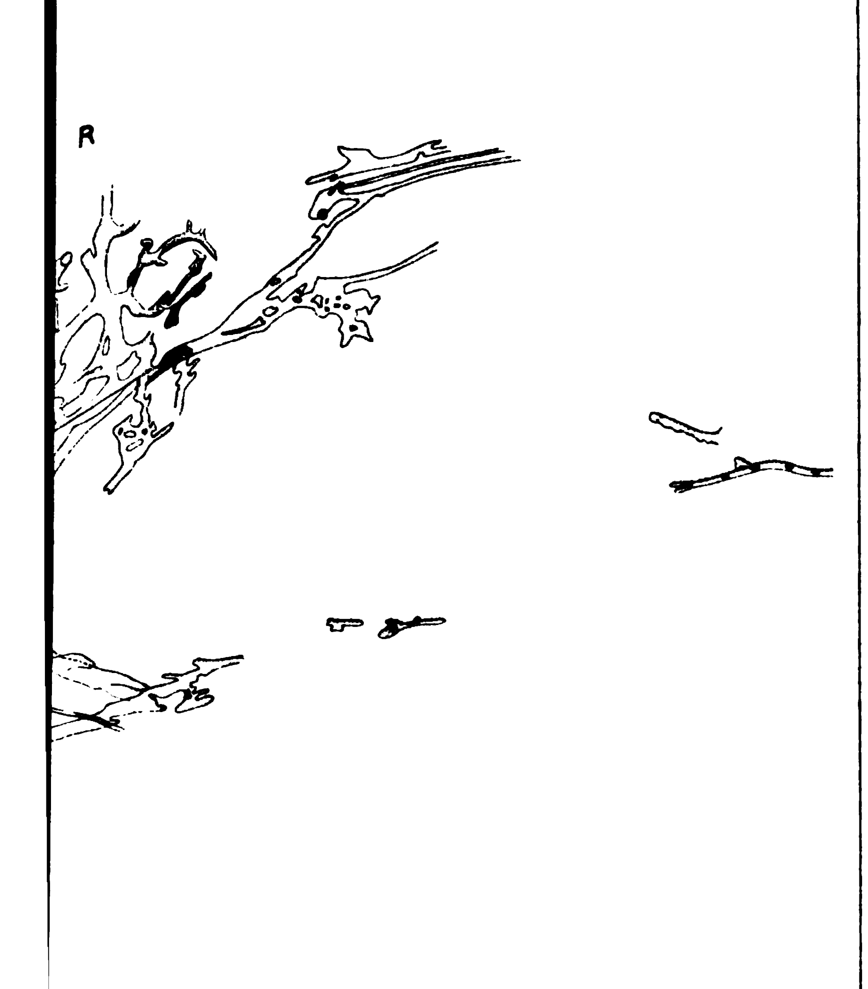
Page	8	ligne	26	au	lieu	de	S. Vicente	lissez S. Nicolás
,,	10	,,	3	,,	,,	,,	couches	,, très petites couches
,,	11	,,	15	,,	,,	,,	que nous avons laissé	,, qui se trouvent
,,	12	,,	19	,,	,,	,,	pays	,, localité
,,	15	,,	3	,,	,,	,,	superficielles	,, superficielles descendantes.
,,	15	,,	23	,,	,,	,,	arrétées	,, déterminées
,,	16	,,	2	,,	,,	,,	métallifères	,, métasomatiques
,,	17	,,	1	,,	,,	,,	explote	,, explore
,,	17	,,	13	,,	,,	,,	exploration	,, exploitation



Cª LITOG. Y TIPOG. S. A.

R

MIN



PLANO GENERAL

DE LA

MINA OJUELA Y ANEXAS.

ESCALA 1: 4000.

Cª LITOG Y TIPOG S. A

XIX

(EXCURSION DU NORD).



EXCURSIONS

AUX

MINES DE SOUFRE DE LA SIERRA DE BANDERAS

PAR

E. BÖSE.

EXCURSION

AUX

MINES DE SOUFRE DE LA SIERRA DE BANDERAS.

PAR M. EMILE BÖSE.

Le région de Bermejillo, Tlahualilo et Conejos appartient à l'énorme bassin connu sous le nom de Bolsón de Mapimí; ce bassin est formé par une immense dépression dont le point le plus profond se trouve près de la Laguna de Mayran. Il n'existe aucune issue superficielle par où les eaux puissent s'écouler: toutes les rivières et ruisseaux, qui entrent dans ce désert, se perdent dans les sables ou vont former des lacs de plus ou moins d'étendue, et celles-ci, généralement disparaissent pendant la saison de sécheresse. Le Bolson n'est pas une grande plaine: au milieu de la plaine en effet, s'élèvent des montagnes assez hautes, mais généralement de peu d'étendue, comme nous en verrons tant au cours de notre voyage de Zacatecas à Chihuahua que de Torreón à Saltillo. La plaine se compose en général d'alluvions, principalement de sable, et les montagnes qui s'y trouvent ne sont que peu connues. Elles sont formées en grande partie de calcaires du Crétacé moyen; cependant on y rencontre aussi le Crétacé supérieur. Les roches éruptives son relativement rares dans cette région. La végé-

tation y est toujours peu abondante et elle se compose principalement de Mezquite, de nombreuses plantes des familles des Cactus et des Agaves. Ce désert commence à être acquis à l'agriculture, au moyen de l'irrigation, et le sol a déjà donné des résultats qui prouvent sa grande fertilité. La culture du coton en particulier y a fait de grands progrès. L'irrigation de la terre, au moyen de canaux dont les eaux proviennent du Río Nazas qui, auparavant, débouchait et se terminait dans le lac de Mayran, est de date très récente. Il y a moins de cinquante ans, le Bolsón de Mapimí était encore habité par les Indiens Comanches qui incendièrent les fermes isolées et attaquèrent les villages et même les petites villes. Dans les mines de Sierra de Banderas, nous pourrons encore voir les restes des fortifications élevées dans cet endroit contre les attaques des Indiens qui essayaient fréquemment de surprendre les mineurs. Depuis l'arrivée des chemins de fer dans le désert, les Comanches ont disparu du pays: le reste de cette nation a abandonné la contrée et vit maintenant aux Etats Unis.

La plus grande partie des montagnes de la région, qui nous intéresse ici, se composent de calcaires du Crétacé moyen. Aux environs de Bermejillo s'élève une petite crête dans laquelle j'ai rencontré la Gryphaea Pitcheri, Mort. var. Washitaensis, Hill; dans d'autres montagnes comme la Sierra de la Campana, le Cerro Colorado, etc., ont trouve des Caprinides et des Rudistes.

Dans presque toutes les montagnes qui se trouvent entre San Pedro de la Colonia, Mapimí et Conejos, on rencontre des filons de soufre; nous savons qu'il en est de même dans les environs de Hornos, de la Sierra de los Organos, du Jaboncillo, du Cerro Colorado, de la Sierra de Banderas, etc. Tous les gisements ne sont pas de

grande importance et les conditions géologiques ne sont pas toujours très-claires. La localité la plus accessible et en même temps la mieux connue est la Sierra de Banderas, près de la station de Conejos: la comunication entre les mines de soufre et cette station se fait par un embranchement du chemin de fer.

La Sierra de Banderas se compose de deux parties: l'une, élevée, qui atteint une hauteur de 400 m. au-dessus du niveau de la plaine, et une autre qui atteint à peine 180 m. au-desus du même niveau. Dans la partie élevée de la montagne, connue sous le nom de Sierra Grande, on n'a trouvé que des traces de soufre; cette montagne se compose de calcaires à Rudistes, dont la direction varie entre N. 45°E. et N. 55°W.; et le plongement entre 25° y 45° S.

La montagne basse est beaucoup plus compliquée: on y trouve les mines de San José et El Porvenir. La partie méridionale de la montagne se compose de calcaires du Crétacé moyen, et ces calcaires contiennent fréquemment des coupures de Radiolites, très-rarement une Nérinée qui n'a pas encore été décrite. Au-dessous des calcaires on rencontre des argiles schisteuses d'une centaine de mètres de puissance, et qui contiennent des intercalations de schistes calcaires avec des couches minces de gypse. Dans ces couches, on n'a rençontré aucun fossile; mais elles sont couvertes à tel point d'éboulis et de végétation qu'il est presque impossible de chercher les fossiles; nous verrons á l'intérieur de la mine l'affleurement le mieux découvert. Au-dessous des argiles, nous retrouvons encore des calcaires mais sans y rencontrer de fossiles. Ces calcaires forment une petite crête sur le côté septentrional de la Sierra de Banderas et sont séparés de la masse principale par deux petites vallées et un pe-

tit col. La masse principale, aussi bien que les argiles et les calcaires sur la partie septentrionale ont une direction générale E.-W. et leur plongement est vers le Sud.

Telles sont les conditions prédominantes de la partie occidentale de la Sierra de Banderas; celles de la partie orientale sont un peu différentes. Ce côté de la montagne se compose uniquement de calcaires à Rudistes, mais un puits creusé dans la mine de San José a fait découvrir les argiles marneuses á une profondeur de 50 m. environ au-dessous de la surface de la plaine. Ceci indique la présence d'une faille transversale et celle-ci peut se démontrer tant à l'extérieur qu'à l'intérieur de la mine. Au-dessus de El Porvenir on rencontre un petit défilé sur la crête et à l'Ouest de ce défilé on peut observer que la direction est N. 80°W., avec le plongement de 45° S. et à l'Est du col la direction N. 70° E., avec le plongement 45° S., sur le défilé passe la fracture. En descendant de cet endroit pour aller à El Porvenir, nous voyons que vers l'Est il n'existe que du calcaire à Rudistes, tandis que vers l'Ouest, un peu au-dessous de la crête continuent les marnes schisteuses et au pied se trouve une petite masse de calcaire qui correspond au calcaire inférieur. A l'intérieur de la mine nous trouvons la faille parfaitement découverte dans la traverse Carmen. Là, nous rencontrons les schistes marneux et ensuite, en continuant, des calcaires séparés de ces marnes par une brèche de friction; dans cet endroit, la faille semble suivre la direction N. 30°W.

Probablement il existe une faille de même nature et de direction plus ou moins parallèle entre la Sierra Grande et la Sierra de Banderas et l'écaille située entre ces deux failles renferme les principaux gisements de soufre; sur le côté méridional il existe un autre gisement

aussi á l'Ouest de la faille qui traverse la Sierra de Banderas. Dès maintenant on peut comprendre que l'enfoncement de l'écaille entre les deux failles doit avoir produit un grand nombre de crevasses et que celles-ci ont fourni des chemins pour les eaux souterraines.

Les gisements de soufre se rencontrent dans des poches, des filons et des veines. Celles-ci, aussi bien que les filons affectent une forme et un cours très irréguliers, et on peut voir clairement qu'ils ne sont que le remplissage de crevasses formées dans le calcaire. Ces crevasses ont dû être produites par l'enfoncement de l'écaille, comme l'indique les fréquents changements de directions et de plongement dans les mines; dans la suite, elles ont été agrandies par le passage des eaux de la surface, de sorte qu'elles arrivèrent à former de véritables grottes. D'autres crevasses ont dû être formées par des éboulements qui se sont produits à l'intérieur même de la montagne et elles se sont remplies de soufre et des minéraux qui l'accompagnent.

Les filons du soufre présentent, en général, les conditions suivantes: les parois sont formées de calcaires de couleur gris-bleu qui varie jusqu'au clair; ce calcaire est recouvert par une croûte de gypse plus ou moins épaisse qui, se compose fréquemment de gypse cristallisé; suit une couche de silice blanche, sous forme de poudre toujours mélangée de gypse; l'analyse qui en a été faite a donné pour résultat que le gypse et la silice s'y rencontrent plus ou moins dans des proportions égales. Plus loin vers le centre du filon, la silice est plus pure mais elle renferme une assez grande quantité de soufre (20-40%) et le centre est formé de couches de soufre pur; fréquemment celui-ci ne contient que ½% d'impuretés. La masse principale de soufre est cryptocristal-

line, mais entre les différentes couches on observe des cavités, dont les parois sont couvertes de cristaux. De l'autre côté de la veine, la série est la même. Dans les endroits où les filons présentent une plus grande largeur, étant parfois le remplissage de véritables cavernes (poches) on rencontre des filons d'une composition plus

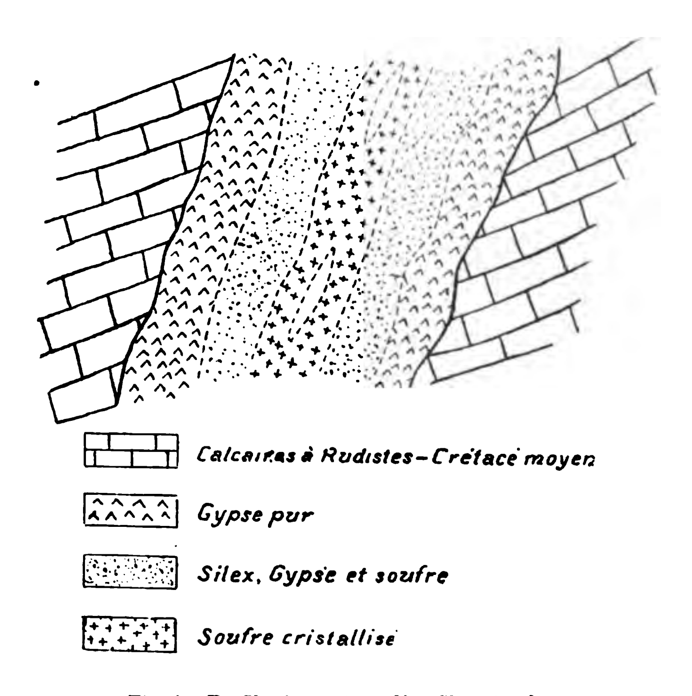


Fig. 1.—Profil schématique d'un filon simple.

compliquée. Au calcaire s'adosse une couche de gypse, puis vient la silice plus ou moins impure, ensuite la silice mélangée de soufre, et enfin le soufre pur; puis, en avançant vers le centre, on trouve une seconde fois du gypse, et celui-ci est généralement cristallisé et de couleur grisâtre à blanc. Là, où existent des cavités dans le gypse, on rencontre des groupes de cristaux et sur les cristaux

de gypse on trouve fréquemment des cristaux de soufre parfaitement développés. Vers le centre, vient fréquemment une couche épaisse de soufre pur, mais dans d'autres cas on trouve d'abord de la silice mélangée de soufre et ensuite la couche de soufre; puis vient de nouveau la silice et encore une fois la croûte de gypse sur le calcaire. Dans un filon secondaire et à peu de distance de

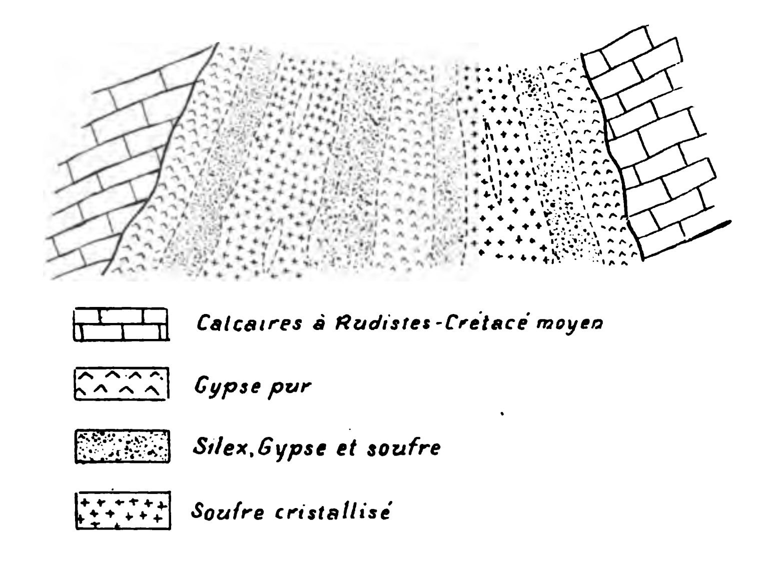


Fig. 2.—Profil schématique d'une poche.

la surface, j'ai rencontré, attaché au calcaire du gypse contenant beaucoup de soufre (jusqu'à 50%); la silice ainsi que le soufre ne se rencontraient en cet endroit qu'en couches minces.

Pour expliquer la formation des filons, nous devons supposer deux phases: pendant la première, se produisit la formation des couches de gypse et de silice avec du soufre en poudre très-fine; pendant la seconde, s'est formé le soufre pur cristallisé. Pour expliquer la forma-

tion du gypse et de la silice on n'a besoin que d'admettre la présence d'eaux thermales contenant de l'acide sulfhydrique. Au moment où ces eaux pénétraient dans les parties supérieures de la montagne, l'acide sulfhydrique s'est décomposé en eau et en soufre libre; le soufre en *statu nascendi* s'oxyda immédiatement pour former le bioxyde de soufre. Ce bioxyde dût se combiner en partie (du moins en tant que l'acide sulphydrique ne causa pas sa décomposition en S) avec de l'oxygène et l'eau pour former de l'acide sulfurique, sous la présence de substance organique contenue dans le calcaire. Cet acide attaquait immédiatement la roche environnante, c'est-à-dire le calcaire qui contient une certaine proportion de silicates et de silice finement distribuée. C'est ainsi que se produisit la formation du sulfure de calcium et l'acide carbonique. Une fois que l'acide sulfurique eût disparu, á la suite de sa combinaison avec le calcium du calcaire, l'acide carbonique commença á se combiner avec le carbonate de chaux qui existait en excès: il le mit en dissolution et la solution qui en résulta dût dissoudre, de leur côté, la silice et les silicates du calcaire attaqué. Le résultat fût donc une solution saturée de gypse et moins concentrée de silice et silicates. Cette différence dans la concentration s'explique par la prédominance du carbonate de chaux sur la silice dans les calcaires. Une fois effectuée la concentration de la solution de gypse, celui-ci dût se précipiter par le refroidissement et l'évaporation des eaux et autres causes physiques. C'est ainsi que s'explique pourquoi la première croûte sur les parois des crevasses fût formée de gypse presque pur. Plus tard, se produisit aussi la saturation de la solution de silice; alors, il y eût précipitation de gypse mélangée de silice. C'est ainsi que peu à peu les parois se recou-

vraient d'une couche presque imperméable, de sorte qu'il n'entrait plus de matière organique dans la solution; cette circonstance et la diminution d'oxygène dans l'air des crevasses fûrent la cause que l'acide sulfhydrique ne s'oxydât que jusqu'au point de former du soufre libre et de l'eau. Le soufre dût se précipiter, sous la forme d'une poudre fine, dans les couches intérieures, déjà déposées dans les crevasses et qui se trouvèrent imprégnées par l'eau qui contenait l'acide sulfidrique. Cette théorie explique parfaitement pourquoi l'on rencontre, dans le dos du gypse presque pur, et á l'intérieur du gypse mélangé de silice et de soufre. Cependant les couches intérieures de silice et le gypse cristallisé présentent aussi des cristaux de soufre, et en outre, on rencontre fréquemment au centre du filon du soufre pur, cryptocristallin ou cristallisé. Ce soufre ne peut s'être précipité de solutions; il ne peut s'être formé que par sublimation ou par la décomposition d'acide sulfhydrique et de bioxyde de soufre qui s'échappaient en forme de gaz. La première explication n'offre pas beaucoup de probabilités, car on ne trouve nulle part des indices d'une température aussi élevée que le réclamait la sublimation du soufre. L'autre explication est tout á fait admissible. Nous n'avons besoin, en effet, que de supposer que l'eau de la source thermale baissait par quelque raison, soit tectonique, soit climatérique: les observations que j'ai faites dans la Sierra Grande militent en faveur de la dernière explication. Au pied de cette Sierra existent des dépôts de grès et de conglomérats modernes qui, assurément, ont été déposés dans l'eau: celle-ci disparût complètement et aujourd'hui la région possède un véritable climat de désert. Ce changement de climat peut très bien avoir exercé une certaine influence sur les eaux

de la source; mais nous savons aussi que, á une époque encore assez récente, il se produisit de soulèvements tectoniques dans la montagne mexicaine et ce soulèvement dure encore sur la côte de l'Atlantique. Un tel soulèvement peut fort bien avoir été la cause de la disparition de la source. En supposant donc que la quantité d'eau ait diminué, puis enfin disparu complètement, tandis que les exhalations d'acide sulfhydrique continuaient, on arrive á expliquer facilement la formation du soufre cristallisé. L'acide sulfhydrique entra dans la zone d'oxydation et y rencontra de l'oxygène et il en résulta la formation d'eau et de soufre libre. Le soufre dans le *statu nascendi* se combinait de nouveau avec l'oxigène pour former du bioxyde de soufre et celui-ci, entrant en contact avec l'acide sulfhydrique, formait encore une fois de l'eau et du soufre libre. Ce soufre se précipitait peu à peu dans les parois en y formant des couches, et aussi des cristaux développés partout où il y eût lieu. C'est ainsi que s'explique la présence des cristaux de soufre tant dans la silice que sur les colonnes de gypse.

Notre théorie explique parfaitement la formation du filon simple illustré dans la figure 1. Le filon composé représenté dans la figure 2 consistait assurément, dans le passé, de deux filons séparés par une mince paroi de calcaire qui aura été consumée entièrement par l'acide sulfhydrique et s'est ainsi tranformée en gypse relativement pur.

D'après cette théorie, les dépôts doivent être plus riches près de la surface, tandis qu'ils doivent s'appauvrir à mesure qu'ils descendent, et c'est ce que semblent prouver les travaux miniers de l'endroit. Les dépôts les plus riches ont été rencontrés á la surface, tandis que la quantité de soufre diminue plus bas. Cependant nous

ne pouvons affirmer ceci que sous une certaine réserve, car les travaux miniers ont été si irréguliers et de si peu d'importance, qu'en réalité nous ne savons que très peu de chose sur les conditions dans les profondeurs; aucun des travaux entrepris ne s'est éloigné beaucoup de la surface de la montagne.

XX

(EXCURSION DU NORD).



EXCURSION AU CERRO DE MULEROS

PRÈS CIUDAD JUAREZ, CHIH.

PAR

E. BÖSE.

EXCURSION AU CERRO DE MULEROS

PRÈS CIUDAD JUAREZ (CHIH.)

Par M. E. Böse.

CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION.

Le Cerro de Muleros forme une masse montagneuse d'une extension peu considérable, à 5 km., environ, de Ciudad Juárez; sa moitié septentrionale appartient aux Etats Unis (territoire de New Mexico), et sa moitié méridionale au Mexique (Etat de Chihuahua); la frontière ne passe pas par le point le plus élevé, mais un peu plus au Sud.

Malgré son peu d'extension vers le Nord et sa hauteur modeste, cette montagne présente bien des aspects intéressants, tant par sa tectonique que par sa richesse en fossiles.

La montagne s'élève en un pic élégant jusqu'à la hauteur de 1421 m.; cette cime est entourée de plusieurs crêtes, qui ont la tendance de former des cercles ou des arcs. Ces caractères distinguent nettement le Cerro de Muleros de toutes les montagnes contigües, tant du côté des Etats Unis que du côté du Mexique: Les autres Sierras, en effet, s'étendent, toutes, en long, du S.E. au N.W., et forment, en général, des crêtes allongées et parallèles entre elles. Cette disposition attire, à première vue, l'attention du geologue, et fait soupçonner l'inter-

vention de certaines causes géologiques, que confirme l'étude de la nature,—ainsi que nous le verrons dans les pages qui suivent.

La masse principale, c'est à dire le massif le plus élevé, se compose d'une roche intrusive, qui est, d'après les déterminations de M. le Prof. Dr. Rosenbusch, un porphyre syénitique.[1] Cette roche est l'élément constitutif, tout à la fois, de la cime principale, et du vaste cercle de crêtes et de collines qui l'entourent. Le reste de la montagne est formé de roches sédimentaires, dans lesquelles on ne remarque que quelques rares filons de la même roche éruptive. C'est uniquement au Sud du massif,—dans le Cerro Prieto,—que l'on remarque un filon assez étendu; tandisque le Cerro de la Mina et le Cerro de la Cruz sont formés par une masse éruptive relativement indépendante. Sur le chemin de Ciudad Juárez, on trouve aussi un autre filon, complètement isolé, et presque recouvert de conglomérats assez modernes.

Avant de commencer l'étude de la tectonique de la montagne, nous devons nous occuper sommairement de la stratigraphie des dépôts sédimentaires qui composent sa base. Les couches fossilifères en sont connues, depuis, longtemps déjà. Elles ont été, probablement, rencontrées, sur son chemin, par la commission de délimitation de la frontière, à la tête de laquelle était Emory, et une partie de ces fossiles ont, sans doûte, été décrits par Conrad, dans l'appendice paléontologique du rapport de la dite

---

1 M. Rosenbusch a eu la bonté d'étudier plusieurs exemplaires de cette roche,- ce dont nous le remercions, ici, de la manière la plus vive. Le résultat de son étude est le suivant: Cerro Muleros bei Ciudad Juárez, Chih. Das Gestein ist ein Syenitpophyr mit Einsprenglingen von Orthoklas und Plagioklas, dessen Kerne auf der Fläche (010) ∞ P ∞ eine negative Auslöschung von 10° (Ab_{57} An_{43}) und dessen Schale die Auslöschung von 0° ($Ab_{[illegible]}$ $An_{[illegible]}$) hat, ferner Einsprenglinge von braunem Amphibol, braunem Biotit, und ganz vereinzelt Quarz. Die Grundmasse ist mikrogranitisch.

Commission.[1] C'est, du moins, ce que semble indiquer la description de quelques fossiles cités, appartenant à la localité "between El Paso and Fronteras." Plus tard, nous voyons la localité plusieurs fois mentionnée par Hill; et, enfin, Stanton et Vaughan[2] ont publié una note sur la succession des couches crétacées dans le Cerro de Muleros.

Dans ce travail, sont, également, citées les différentes publications de Hill, dans lesquelles il est fait mention de notre localité.

Nous avons exposé, ailleurs,[3] que nous différons, sur plusieurs points, des idées des auteurs sus mentionnés. Les erreurs de Stanton et Vaughan résultèrent de ce qu'ils ne comprirent pas bien la tectonique de l'endroit, et, par suite, comptèrent deux fois le même grès, le prenant pour deux couches d'âges différents. Certains points, où la série des couches est clairement exposée et peu disloquée, nous manifestent la véritable succession. Dans notre excursion, nous suivrons, en partie, le chemin qu'ont suivi Stanton et Vaughan, et nous verrons d'où provient leur erreur.

Toutes les couches sédimentaires, à l'exception des conglomérats et des sables récents, appartiennent au Crétacé. Stanton et Vaughan n'ont reconnu que leur partie inférieure, dont ils ont donné une liste de fossiles; mais leurs déterminations diffèrent, en beaucoup de cas, des nôtres. Et, à ce sujet, nous renverrons le lecteur à notre travail déjà cité. Stanton et Vaughan distinguèrent,

---

1 Emory. Report on the United States and Mexican boundary survey. Washington. 1857.

2 Stanton and Vaughan, Section of the Cretaceous at El Paso (Texas). American Journal of Science, 4th. series, vol. I. 1896.

3 Böse. Monografía geológica y paleontológica del Cerro de Muleros, cerca de Ciudad Juárez, Chih.—Bol. del Inst. Geol. de México, núm. 25.

dans cette partie inférieure, dix horizons,—que nous devons réduire à huit. Mais ces horizons ne peuvent se classer comme de vrais horizons stratigraphiques. Il n'y a dans la masse inférieure, que deux horizons, auxquels il faut joindre aussi deux horizons plus modernes, qui puissent être considérés comme tels. Nous donnerons un coup d'œil sur la distribution des fossiles dans les roches.

Les dépôts les plus anciens se rencontrent au N.E. de la montagne, près du pont du Chemin de fer du Southern Pacific, et du côté du Nouveau Mexique. Là se trouve un calcaire presque clair, assez dur et peu marneux. Il contient peu de fossiles reconnaisables,—dont les principaux sont les:

Gryphaea navia, Hall.
Gryphaea Pitcheri, var. Tucumcarii, Marc.
Exogyra texana, Roem.
Vola irregularis, nobis.
Vola texana, Roem.
Trigonia aff. Guadalupae, nobis.
Tylostoma Chihuahuensis, nobis.
Neritina sp. ind.

Sur ce calcaire, reposent, en concordance, des marnes schisteuses, parfois sableuses, qui contiennent des:

Schloenbachia aff. acutocarinata (Shum.), Marc.
Schloenbachia Bravoensis, nobis.
Schloenbachia cfr. Belknapi, Marc.
Schloenbachia sp.
Pinna Guadalupae, nobis.
Gryphaea Pitcheri, var. Tucumcarii, Marc.
Exogyra texana, Roem.
Vola subalpina, nobis.

Vola quinquecostata, Sow.
Vola irregularis, nobis.
Vola texana, Roem.
Pecten cfr. Chihuahuensis, nobis.
Lima Bravoensis, nobis.
Trigonia cfr. Guadalupae, nob.
Cardium Hillanum, Sow.
Nucula cfr. Guadalupae, nobis.
Homomya Bravoensis, nobis.
Pholadomya Sancti-Sabae, Roem.
Plicatula subgurgitis, nobis.
Turritella cfr. nodosa, Stoliczka, (non Roem.).
Turritella Bravoensis, nobis.
Tylostoma Chihuahuensis, nobis.
Enallaster cfr. obliquatus, Clark.
Epiaster cfr. elegans (Shumard).
Trochosmilia (Coelosmilia) cfr. texana, Conr.

Le passage de ces marnes à des grès, qui alternent avec des marnes et des schistes, se fait insensiblement. Dans ces dernières couches, nous avons trouvé les fossiles suivants:

Schloenbachia cfr. Belknapi, Marcou.
Ostrea cfr. carinata, Lam.
Gryphaea navia, Hall.
Gryphaea Pitcheri, var. Tucumcarii, Marc.
Exogyra texana, Roem.
Vola subalpina, nobis.
Vola texana, Roem.
Trigonia cfr. Guadalupae, nobis.
Cardium Hillanum, Sow.
Homomya Bravoensis, nobis.

A partir d'ici, commence un changement de faune assez notable. Nous voyons, d'abord des schistes argileux, peu riches en fossiles, auxquels succèdent, latéralement, des marnes schisteuses, un peu plus fossilifères. Ces couches renferment des:

Schloenbachia Whitei, nobis.
Schloenbachia cfr. Belknapi, nobis.
Schloenbachia trinodosa, nobis.
Schloenbachia nodosa, nobis.
Ostrea Marcoui, nobis.
Ostrea carinata, Lam.
Gryphaea navia, Hall.
Vola texana, Roem.
Homomya aff. Ligeriensis, d'Orb.

La transition de ces marnes à des marnes d'un gris bleuâtre, et presque blanches quand elles sont alterées, se fait d'une manière imperceptible. Ces derniérs contiennent un grand nombre de fossiles,—à savoir des:

Schloenbachia Burckhardti, nobis.
Schloenbachia trinodosa, nobis.
Schloenbachia nodosa, nobis.
Engonoceras, sp.
Ostrea Marcoui, nobis.
Ostrea carinata, Lam.
Gryphaea Pitcheri, Mort. var. Washitaensis Hill.
Pecten Chihuahuensis, nobis.
Vola subalpina, nobis.
Vola quinquecostata, Sow.
Vola texana, Roem.
Vola texana, Roem., var. elongata, nobis.
Lima Wacoensis, Roem.

Lima mexicana, nobis.
Trigonia Emoryi, Conr.
Cardium Hillanum, Sow.
Homomya aff. Ligeriensis, d'Orb.
Pholadomya Shattucki, nobis.
Plicatula subgurgitis, nobis.
Natica aff. collina, Conr.
Pseudodiadema (Diplopodia) cfr. variolare, Brgt.
Phymosoma mexicanum, nobis.
Pyrina Clarki, nobis.
Pyrina inaudita, nobis.
Enallaster Bravoensis, nobis.
Nodosaria texana, Conr.

Au dessus de ces marnes, suivent des grès et des marnes, dont la couleur varie du jaunâtre au gris, et dans lesquelles se rencontrent des:

Pinna Guadalupae, nobis.
Ostrea Marcoui, nobis.
Ostrea quadriplicata (Shum.) White.
Gryphaea Pitcheri, Mort., var. Washitaensis, Hill.
Vola subalpina, nobis.
Vola texana, Roem.
Vola texana, Roem.; var. elongata, nobis.
Lima Wacoensis, Roem.
Lima mexicana, nobis.
Trigonia Emoryi, Conr.
Cardium Hillanum, Sow.
Gervilleia aff. solenoides, Söhle.
Homomya aff. Ligeriensis, d'Orb.
Plicatula subgurgitis, nobis.
Turritella granulata, Sow.
Pyrina inaudita, nobis.

Enallaster Bravoensis, nobis.
Nodosaria texana, Conr.
Terebratula, sp.
Placosmilia Bravoensis, Aguilera.
Placosmilia mexicana, Aguilera.

Ces grès et ces marnes sont recouverts par un grès variant du rouge au blanchâtre. Il y existe très peu de fossiles. Dans quelques points seulement, et, en particulier, dans les couches supérieures, se trouvent, en abondance, des Exogyra ponderosa, Roem., de toutes dimensions.

Ce grès, qui, en général, n'est pas très puissant, est recouvert, à son tour, par des marnes schisteuses jaunes, sur lesquelles s'étendent des calcaires durs, gris, qui tournent au blanc, par décomposition. Ces marnes et calcaires forment un très bon horizon de repère, parce-qu'elles se remarquent de très loin, dans le paysage. La faune est la même, dans les deux couches, aussi ne les séparerons-nous pas, comme horizons. Dans les calcaires, pourtant, les fossiles ne se laissent, généralement, pas extraire. Nous y avons recueilli les espèces suivantes:

Schloenbachia, sp.
Exogyra ponderosa, Roem.
Vola subalpina, nobis.
Cardium Hillanum, Sow.
Enallaster Bravoensis, nobis.
Hemiaster Calvini, Clark.
Turritella sp. (Dans les calcaires seulement).

Sur ces calcaires gisent des schistes, variant du jaune au gris, et de peu d'épaisseur, dans lesquels nous n'avons pas trouvé de fossiles. Au dessus, vient un grès quart-

zeux, très dur, imparfaitement stratifié, mais, relativement, assez épais. Dans ces dépôts, non plus, nous n'avons pas pu trouver de fossiles. Sur ces grès, et dans la partie méridionale du terrain seulement, existent des schistes d'un gris foncé, plombé et allant jusqu'au rougeâtre, avec des intercalations de bancs d'un calcaire dur, qui contiennent peu de fossiles. Parmi eux, le plus commun est l'Inoceramus labiatus, Schlth.; rarement aussi, se présentent des dents de poissons, et quelques bivalves, encore indéterminés. Les fossiles se trouvent, principallement, au pied du Cerro Prieto; nous en rencontrons, pourtant aussi quelque peu, à la base et à mi côté du Cerro de las Minas.

Dans les régions méridionale et occidentale du Cerro de Muleros, les couches crétacées sont couvertes, en partie, d'un sable, qui forme de vraies dunes, et, en partie, par des conglomérats d'origine fluviale, et, naturellement, très modernes.

Des listes anterieures, il résulte clairement que les fossiles des trois subdivisions inférieurs sont, plus ou moins, du même âge, et, l'étude de la faune nous a amenés à les considérer comme des représentants du Vraconnien. Seule, la Turritella Vibrayeana, qui provient de l'un des bancs inférieurs du calcaire de la base, indique une période du Gault, de sorte que nous devons, peut-être, voir, dans ces calcaires, la transition au Crétacé inférieur. La quatrième subdivision a une faune déjà assez différente, et la présence de l'Ostrea carinata montre qu'il appartient évidemment au Cénomanien; les ammonites aussi lui attribuent un niveau plus élevé que le Crétacé inférieur. Cet horizon est intimement lié aux deux qui le suivent, par dessus, et qui sont caractérisés par la présence de la Schloenbachia trinodosa, forme

qui appartient déjà au groupe de la Schl. texana, et qui en est, peut-être, l'initiatrice, au Mexique. Aussi considérons-nous les trois subdivisions caractérisées par la Schl. trinodosa comme un dépôt du même âge, à peu près. Avec ce dépôt, nous entrons en plein dans le Cénomanien. Les grès, marnes et calcaires qui forment les bancs suivants ont une faune très peu développée, mais dont cinq espèces sont déterminables; de ces cinq espèces, deux se trouvent aussi dans les horizons inférieurs,—Cénomanien et Vraconnien;—une seule descend jusqu'au Cénomanien. L'Exogyra ponderosa se rencontre, au Texas, principalemente dans les horizons supérieurs,—Emschérien et Sénonien,—mais elle existe aussi dans le "Buda limestone," qui correspond probablement à notre horizon; l'Hemiaster Calvini se rapproche d'espèces du Cénomanien et du Turonien du vieux monde. Aussi, n'y a-t-il pas de doûte que les dépôts susmentionnés représentent une partie assez élevée du Cénomanien.

Quant à l'âge du grès clair nous ne pouvons en juger, à cause du manque absolu de fossiles: Il peut appartenir ou au Cénomanien supérieur, ou au Turonien inférieur. Il est recouvert par des couches qui renferment l'Inoceramus labiatus, Schlth. Ce fossile, en Europe, caractérise le Turonien inférieur seulement; mais, aux Etats-Unis, il existe, selon les géologues américains, aussi, dans le Turonien supérieur de sorte que nous ne pouvons affirmer si nos couches turoniennes représentent la partie inférieure ou la partie supérieure de cet étage.

Les conglomérats et les grès qui se rencontrent, à la base du Cerro de Muleros, sont, assurément, d'une époque toute récente.

Nous n'avons pu donner, ici, de preuves, à l'appui de

notre subdivision stratigraphique, et, en particulier, de la corrélation que nous avons établie entre nos éléments géologiques et ceux du vieux monde. Nous renverrons, à ce sujet, le lecteur à notre monographie, déjà citée.

Notre horizon inférieur, le Vraconnien, correspond, assurément, à une partie de la division de Fredericksburg. C'est ce qu'indique la présence de nombreux fossiles, tels que l'Exogyra texana, la Gryphaea navia, la Gryphaea Pitcheri var. Tucumcarii, l'Enallaster cfr. obliquatus etc.

L'horizon supérieur,—le Cénomanien inférieur,—correspond à la division de Washita, comme le montrent les espèces qu'on y rencontre: Ostrea quadriplicata, O. carinata, O. Marcoui, Lima Wacoensis, Pholadomya Shattucki, etc.; l'O. quadriplicata, en particulier, est d'une grande importance. Notre zone à Hemiaster Calvini et Exogyra ponderosa représente, probablement, une partie du "Buda limestone," ou tout cet horizon.

L'absence de certains fossiles du Texas,—qui son très fréquents en d'autres points,—tels que l'Exogyra arietina, ne prouve rien, naturellement; des cas semblables se présentent dans tous les étages du monde entier.

Notre Turonien correspond, probablement, aux "Eagleford shales" du Texas. Nous avons rencontré cet étage dans d'autres endroits, et nous le reverrons, dans d'autres excursions, à Parras et à Mazapil.

Après avoir, ainsi, reconnu la stratigraphie de la région, nous nous occuperons brièvement de la tectonique, particulièrement intéressante, de la montagne.

Le nucleus de la montagne est formé de porphyre syénitique; cette roche intrusive constitue les sommets les plus élevés. Elle est certainement, plus moderne que

les sédiments crétacés,—tout au moins, que le Cénomanien,—puisque, dans son contact avec eux, on observe un métamorphisme de contact, qui a, en partie, transformé les calcaires et les marnes calcaires en hornfels, et les a, en partie, marmorisés. C'est ce que l'on voit, dans tous les point où les deux formations juxtapposées sont bien à découvert. La zone de contact est très étroite,—elle a généralement, de 10 à 20 m.; — une minéralisation des fissures ne s'est pas produite.

Comme on le voit sur la carte, la roche éruptive forme presque un cercle, tandisque les sédiments l'entourent, comme des anneaux. Les crêtes des éléments topographiques montrent aussi une distribution semblable,—ce qui s'observe clairement, sur notre carte.

Cette distribution des sédiments ne pourraît exister que dans le cas où ils se trouveraient en position horizontale, ou, encore, dans le cas où l'orientation changerait constamment, tout autour du Cerro. C'est cette dernière hypothèse qui est la vraie. Sur la carte ci-jointe, nous n'avons donné qu'un certain nombre de directions; mais, quand on suit les couches, sur le terrain, on voit que leur direction n'est, nulle part, représentée par une ligne droite,—mais, toujours, par une courbe; on peut faire le tour du Cerro, et, partout, on trouvera des orientations différentes. Dans les sédiments, le plongement va, très-généralement, vers l'extérieur de la montagne; sur les côtés Est et Nord-Est seulement, nous voyons des irregularités, — mais de peu d'importance. Sur la surface de contact avec la roche éruptive, nous trouvons, presque, partout, l'horizon à Ostrea quadriplicata; au Sud seulement, sur une longueur de 300 m., il est remplacé par le grès à Exogyra ponderosa. Vers l'exterieur, suivent, sur les quatre cinquièmes du cercle, norma-

lement, les couches plus modernes: au Sud, jusqu'au Turonien, et au Nord, seulement jusqu'au grès jaune quartzeux, que nous ne savons si nous devons rattacher au Cénomanien ou au Turonien.

Les sédiments forment, ainsi qu'il résulte de ce que nous venons de voir, une voûte immense, dont le sommet a été détruit par érosion; nous devons donc considérer la masse intrusive comme une laccolithe, pas très grande, mais assez clairement définie et bien découverte. Les deux coupes générales E.W. et N.S. démontrent cette idée, d'une manière assez claire.

Il résulte de la nature plastique de la plus grande partie des sédiments qu'il y a peu de fractures dans la voûte; celles qui existent sont, en partie, concentriques, comme au Sud et à l'Est de la montagne, ou rayonnantes, comme au Sud, à l'Est et au Nord; d'une manière générale, ces fractures sont peu considérables, et de peu d'étendue.

Une description détaillée des régions Nord, Ouest et Sud de la montagne n'est pas nécessaire, ici, parceque la carte et les coupes générales indiquent bien les conditions tectoniques; mais, en ce qui concerne les parties E. et N.E., nous serons un peu plus explicites. Au N.E., l'horizon á Ostrea quadriplicata recouvre une large bande. Cet horizon est fortement plissé; on y rencontre plusieurs anticlinaux et synclinaux en pente douce, suivis de plis fortement redressés; mais, à partir de la ligne du Chemin de fer de Bisbee, vient un plongement normal vers l'extérieur (N.E.), et avant d'arriver à la ligne du Southern Pacific, le plongement subit un léger changement, d'où résulte la formation d'un synclinal vaste et ouvert.

La région orientale est assez différente et plus com-

pliquée; entre le torrent qui débouche près du pont du Chemin de fer de Bisbee, et le grand ruisseau qui débouche au S.E. de la montagne,—là où les montagnes se rapprochent du Río Bravo,—existe une zone avec une tectonique fort compliquée. Au contact de la roche intrusive, nous trouvons les couches à Ostrea quadriplicata, formant une bande très étroite; ces couches plongent vers le centre de la montagne (W.), de sorte que, sous elles, nous devrions rencontrer les bancs à Schloenbachia trinodosa; mais, à leur place, vient le grès rouge à Exogyra ponderosa,—c'est à dire qu'il y a une série inverse.

Sous le grès, nous trouvons les marnes à Exogyra ponderosa et à Hemiaster Calvini qui recouvrent les calcaires blancs à Exogyra ponderosa. En plusieurs places, on voit clairement que les calcaires et les marnes à Ex. ponderosa forment un synclinal couché, dont le flanc le plus bas occupe une position horizontale, et le flanc supérieur a un plongement de 45°-90°. Cet synclinal explique la structure tectonique de toute la zone; mais il a été brisé transversalement en écailles nombreuses,—ce qui se voit clairement, dans toute son extension. Ces écailles ont, souvent, une longueur de moins de 100 m. Dans la partie septentrionale de cette zone, la roche du synclinal est en contact avec le grès à Ex. ponderosa, ou avec les couches à Ostrea quadriplicata; la ligne de fracture résultant de ce contact anormal est, en plusieurs endroits, bien découverte, et laisse voir jusqu'aux "harnisch." Dans la partie centrale, se présente une nouvelle complication: une fracture longitudinale a produit l'abaissement de la partie orientale du synclinal, de sorte que, là, nous trouvons, de nouveau, le grès rouge, sur les marnes et les calcaires à Ex. ponderosa. Au Sud, entre le synclinal et la partie affaissée, existe encore une

écaille isolée du même grès rouge; le synclinal s'est donc divisé en trois écailles. Tant au centre qu'au Nord de cette zone compliquée, les calcaires à Ex. ponderosa sont en contact avec les couches à Ostrea quadriplicata, sur lesquelles s'étend, à l'Est, normalement, le grès rouge. Le plongement est, en général, légèrement E. ou N.E. Notre série de coupes, jointe à la carte, explique la tectonique de cette région, assez embrouillée. Nous n'entrerons pas, ici, dans plus de détails: dans la description de l'excursion, nous donnerons les indications nécessaires.

ITINÉRAIRE DE L'EXCURSION.

De Ciudad Juárez, le train nous emmène, en suivant la rive gauche du Río Bravo; puis il traverse le fleuve, à 5 kil., environ, d'El Paso. Là, nous descendons et passons, d'abord, le pont du Chemin de fer du Southern Pacific. Les calcaires inférieurs se montrent, immédiatement; ils contiennent peu de fossiles; dans les bancs supérieurs, ceux-ci sont plus abondants. Nous y trouvons, en certaine abondance, la Vola irregularis, et le Tylostoma Chihuahuensis; toutes les autres espèces y sont rares. Près du pont, nous remarquons quelques petites failles, qui ont produit un affaissement, dans les couches à Schloenbachia Bravoensis. Dans la première tranchée du Southern Pacific, nous voyons clairement comment ces couches, qui se composent de marnes, de calcaires marneux et de bancs de grès, reposent sur les calcaires susmentionnés. Au S.E., comme à l'W. de la tranchée, nous trouvons, dans les couches à Schl. Bravoensis, de nombreux fossiles, principalement des Gryphaea Pitcheri var. Tucumcari, Gr. navia, Exogyra texana, Vola texana, Plicatula subgurgitis, Tylostoma

Chihuahuensis, Trochosmilia cfr. texana. Les ammonites sont plutôt rares; mais, dans chaque excursion, nous en avons rencontré, au moins, quelques spécimens. Entre les ponts des deux chemins de fer, les marnes sont recouvertes par des couches plus dures,—en particulier, par des grès et des marnes. Dans celles-ci, il y a aussi assez de fossiles, dont les plus abondants sont les: Gryphaea navia, Gr. Pitcheri var. Tucumcari, Exogyra texana, Vola texana. La Schloenbachia cfr. Belknapi y est moins abondante. Plus haut, en nous rapprochant de la voie du Chemin de fer de Bisbee, nous rencontrons, au dessus des couches déjà mentionnées, des schistes de couleur sombre, renfermant très peu de fossiles; et, en suivant la tranchée, nous voyons que, dans sa seconde moitié, sur les schistes peu fossilifères, s'étendent les couches à Schl. trinodosa qui contiennent, surtout, la Gr. Pitcheri var. Washitaensis. Devant nos yeux, s'étend un panorama grandiose; au Sud, nous voyons les couches énergiquement plissées; au dessus, la roche intrusive,—tandisque, au N.W., se présentent les couches plongeant légèrement vers le N.

Nous revenons, par la tranchée, puis nous nous dirigeons vers le S.E. Nous rencontrons, d'abord, les couches à Schl. trinodosa; ici les ammonites sont relativement abondantes. Nous trouverons, surtout, des fragments de Schl. trinodosa, Schl. nodosa, Ostrea Marcoui et O. carinata. Continuant notre chemin dans la direction de la briquetterie, nous montons la colline qui la domine, pour y voir les couches à Ostrea quadriplicata; nous y rencontrons des spécimens, bien conservés, d'O. quadriplicata, de Schl. trinodosa, de Plicatula subgurgitis, etc.

Nous descendons vers la briquetterie, pour nous rapprocher de la frontière mexicaine, et, près du Monument

initial, qui sépare les deux pays, nous montons la hauteur, à l'Ouest de cette pyramide. Ici, nous trouvons, d'abord, les couches à Schl. trinodosa qui contiennent beaucoup de fossiles,—principalement les suivants: Schl. trinodosa, Schl. nodosa, Gryphaea Pitcheri var. Washitaensis, Vola subalpina, Vola texana,—avec sa variété elongata, Lima mexicana, Lima Wacoensis, Trigonia Emoryi, Cardium Hillanum, Homomya aff. Ligeriensis, Pholadomya Shattucki, Plicatula subgurgitis, Natica aff. collina. Pseudodiadema cfr. variolare, Phymosoma mexicanum. Holectypus limitis, Pyrina Clarki, Pyrina inaudita, Enallaster Bravoensis, Nodosaria texana, etc.

Dans notre ascension de la côte, nous atteignons les couches plus jaunes, qui appartiennent déjà à l'horizon à Ostrea quadriplicata. Ici, nous trouvons, en abondance, la Gryphaea Pitcheri var. Washitaensis; plus haut. l'Ostrea Marcoui, et, dans les couches supérieures, l'Ostrea quadriplicata et la Nodosaria texana. En moindre quantité, se trouvent les: Vola subalpina, V. texana, avec sa variété elongata, Lima mexicana, Lima Wacoensis, Trigonia Emoryi, Cardium Hillanum, Gervilleia cfr. solenoides, Homomya aff. Ligeriensis, Pinna Guadalupae. Turritella granulata, Pyrina inaudita, Enallaster bravoensis, Terebratula sp. et Nodosaria texana. Placosmilia mexicana et Placosmilia Bravoensis.

Au dessus de ces couches, le grès rouge se dresse, en paroi verticale. Nous le traversons, vers l'Ouest, et descendons à la zone de fracturation. Sous le grès, nous trouvons, aussi, de ce côté de la montagne, la couche à Ostrea quadriplicata, mais elle est peu large et une fracture la met en contact avec le calcaire et les marnes à Exogyra ponderosa. Nous remarquons, de suite, que la série est renversée, c'est à dire que les calcaires sont par

dessous, les marnes au dessus, et, en haut, le grès rouge. Traversant la série, nous voyons que celle-ci se répète encore: de nouveau, vient le calcaire recouvert par les marnes, puis les marnes recouverts par le grès rouge. Mais, en montant sur ce dernier, jusqu'à la masse éruptive, nous voyons que le grès est recouvert par les marnes et les schistes à Ostrea quadriplicata. Nous redescendons aux calcaires à Exogyra ponderosa; nous y trouvons ce fossile fréquemment mélé à des fragments et, quelquefois même, à des spécimens entiers d'Enallaster Bravoensis. En continuant notre marche, du côté du Nord, nous notons que, dans le lit du premier ruisseau, le calcaire est, très sensiblement, déplacé par une fracture tranversale. Dans l'écaille de calcaire qui suit, on voit très bien que le synclinal est couché; à 100 m., à peine, au delà, le calcaire est, de nouveau, divisé par une fracture transversale, et le bloc suivant est déjeté vers l'Est. Ici, le synclinal est coupé par une fracture longitudinale, de sorte que le flanc normal n'est déjà plus visible, et que sa place est occupée par le grès rouge de l'écaille extérieure, que nous avons déjà vue, près de la briquetterie. Le plongement des calcaires à Exogyra ponderosa est W.; le grès est presque horizontale, et, en quelques endroits, on voit parfaitemment la surface lisse de la fracture. Ce qui frappe, surtout, c'est que les marnes à Exogyra ponderosa sont recouvertes par le grès rouge, mais d'une manière discordante: Il s'agit, probablement, d'un petit chevauchement. Là, abondent de gigantesques spécimens d'Exogyra ponderosa, généralement brisés, mais, parfois, presque complets. Les autres fossiles y sont fort rares. D'ici, nous voyons que, vers le Nord, les calcaires sont, de nouveau, déplacés, et, cette fois-ci, vers l'Ouest. L'écaille est très petite, mais les calcaires mon-

trent, de nouveau, la forme d'un synclinal couché,—ce qui ne se voit pas bien, de ce côté, mais se voit, du côté opposé du vallon, qui est au Nord de la place que nous occupons. Le ruisseau qui coule, au fond de ce vallon, est le même que nous avons traversé, avant d'arriver à la briquetterie. Du côté opposé, se retrouvent les couches à Exogyra ponderosa, mais déplacées vers l'Est. Nous n'irons pas jusque là, faute de temps, mais nous retournerons sur nos pas, et nous dirigerons vers le Sud, par le même chemin qui nous a amenés ici. En arrivant au point où nous avons traversé les calcaires à Ex. ponderosa, nous observons que ceux-ci s'étendent une centaine de mètres vers le Sud; ensuite, il sont un peu déjetés vers l'Ouest, et 50 m. plus loin, ils sont, encore une fois, fracturés et déplacés vers l'Est. En ce point, le chemin passe dans le grès rouge; 120 m. au de là, il repasse sur le calcaire. Cette position relative est dûe à une autre fracture transversale, qui a déplacé les calcaires vers l'Ouest. Ici, en dehors de l'Ex. ponderosa, abondante dans toutes les écailles de calcaire et dans les marnes, nous trouvons des fragments de Vola subalpina, des spécimens bien conservés d'Hemiaster Calvini et d'Euallaster Bravoensis; et, dans le calcaire, se voient d'innombrables coupes de Turritella. Après avoir, d'abord suivi les calcaires et les marnes, puis les avoir traversés, dans la direction de l'Est, nous passons par une zone de grès rouge affaissée, pour rentrer dans les calcaires, sous lesquels s'étendent les marnes riches en Ex. ponderosa. Le calcaire forme une colline; la cime est le grès rouge, dont la présence, est, peut-être, attribuable à un chevauchement; vers l'Est, court une fracture longitudinale, qui met un nouveau bloc de grès rouge en contact avec le calcaire. De cette cime, on peut

voir que, sous le grès, gisent des couches marneuses à Ostrea quadriplicata.

Après cette halte, nous nous dirigeons vers l'Ouest, et suivons un ruisseau assez important. Au dessus des calcaires, nous trouvons les marnes à Ex. ponderosa, puis, au dessus, d'elles, le grès rouge. Toutes ces couches ont un plongement W.S.W., du côté Nord du ruisseau, tandisque, du côté Sud, et dans une colline au Sud du chemin, le plongement est E.S.E., ce qui montre que, dans le fond de la vallée, existe une fracture transversale. En amont, le ruisseau est bordé, des deux côtés par une bande étroite de couches à Ostrea quadriplicata; puis, commence le porphyre syénitique, que nous traversons, en remontant le courant. La roche intrusive forme d'énormes parois verticales, à droite et à gauche; mais, peu après, s'ouvre une large vallée, en forme de cirque, au centre de laquelle apparaît le majestueux pic principal du Cerro de Muleros, formé de la même roche intrusive.

Retournant en arrière, nous traversons, de nouveau, le porphyre, et, en arrivant à la bande à Ostrea quadriplicata, nous faisons quelques pas dans une petite vallée, qui remonte vers le Sud-Est, pour reconnaître les effets du contact de la roche intrusive. Nous redescendons et repassons au milieu du grès rouge, pour sortir de l'autre côté de ce grès, au S.W., et arriver à un petit col, où nous retrouvons calcaires et marnes à Ex. ponderosa. Si notre temps le permet, nous irons á l'W., reconnaître les couches les plus modernes du Crétacé; sinon nous descendrons tout droit vers l'Est. Dans le premier cas, nous suivons la lisière des calcaires, qui sont, ici, recouverts, normalement, par des schistes peu épais; et, sur ces schistes, nous observons un grès, d'un jaune

clair, quartzeux et sans fossiles. C'est l'horizon qui s'étend entre les couches à Ex. ponderosa et le Turonien. Du col susmentionné, nous voyons un vallon qui se dirige vers le S.S.W. Au fond de ce vallon, se découvrent les couches à Ostrea quadriplicata, lesquelles, à l'E., sont recouvertes par le grès rouge, qui forme une petite éminence. Entre les couches à O. quadriplicata et le grès jaune blanchâtre, à l'E. de cette dernière, existe, naturellement, une faille, et la différence de couleur entre les deux roches nous permet de la suivre, à l'œil, sur les hauteurs, jusqu'à une distance relativement considérable. Nous continuons à suivre la lisière du calcaire à Ex. ponderosa, traversons, d'abord, un petit ruisseau, puis une colline formée par le grès quartzeux blanchâtre, puis un ruisseau. D'ici, nous voyons le calcaire disparaître, à l'Ouest; mais il reparaît, dans La Loma Blanca, qui s'élève en face de nous. Le grès rouge touche le grès blanc, dans la partie intermédiaire, et, dans le premier, nous rencontrons un grand nombre de petits spécimens d'Ex. ponderosa. A partir de ce point, nous longeons un ruisseau assez important, qui nous mène vers l'Ouest. Dans toute la partie antérieure, le plongement des couches a changé, peu à peu, et, comme elles, la direction constitue un segment de cercle. Nous traversons le grès rouge et pénétrons dans les couches à O. quadriplicata. Nous sortons du côté gauche du ruisseau, que nous traversons, ensuite, pour atteindre un petit col, en face de la Loma Blanca. D'ici, nous nous dirigeons vers le S.W., en contournant la Loma Blanca : nous passons, d'abord, par le grès rouge, pour entrer dans des éboulis, principalement composées de fragments de grès blanc. Les calcaires à Ex. ponderosa, qui devraient se montrer, ici, ne se remarquent qu'à la par-

tie supérieure du versant Nord de La Loma Blanca, tandisque, en bas, ils sont recouverts par des éboulis. Continuant notre marche vers le Sud, nous rencontrons, avant d'atteindre le chemin charretier, une accumulation de sable fin, qui forme, par places, de vraies dunes. Les dunes de ce genre ne sont par rares, dans cette région; on en voit, notamment, sur une grande extension, le long du Chemin de fer Central, près de Samalayuca, au Sud de Ciudad Juárez. Le chemin charretier nous amène au pied du Cerro Prieto, dont le flanc septentrional se compose, en majeure partie, de grès et de schistes à Inoceramus labiatus. Un peu plus à l'Est, ceux-ci se superposent au grès blanchâtre, de sorte que toute la série des roches sédimentaires qui se succédent, dans le Cerro de Muleros, nous est connue. La cime et la partie méridionale du Cerro Prieto sont formées par un filon de porphyre. Le chemin des charrettes nous fait passer, d'abord, sur les couches du Turonien, puis sur du grès blanchâtre; nous traversons une bande étroite d'alluvions, et nous retrouvons sur le grès blanchâtre. A la sortie d'un petit "cañón," le Cerro de la Mina apparaît, au Sud Est, avec ses deux sommets. Son versant est constitué par les grès et les schistes turoniens, et son sommet par du porphyre. Sur notre route, se montrent, parfois, de petits affleurements du Turonien, du grès blanchâtre et du porphyre; puis, viennent les alluvions. Les côtes, au Nord du chemin, sont recouvertes d'éboulis, composés, presque exclusivement, de fragments de grès blanc. Près du Río Rravo, nous tournons au Nord Ouest, et suivons le bord du fleuve. Bien tôt, se montre une petite écaille de grès rouge, qui ici, ne contient pas de fossiles. Plus loin, nous arrivons à un ruisseau de peu d'importance, qui vient de l'Ouest, et,

là, une petite faille met le grès en contact avec le calcaire blanc à Ex. ponderosa. De petites sections verticales permettent de bien observer la position de ce calcaire. Il ne se rencontre que du côté Sud du vallon, tandisque, du côté nord, nous retrouvons le grès rouge, qui s'étend, ici, normalement, sous le calcaire; à l'embouchure, pourtant, du ruisseau, la superposition, n'est pas visible, la petite vallée étant creusée dans les marnes tendres à Ex. ponderosa. En nous écartant un peu du ruisseau, nous rencontrons, dans un de ses affluents, une coupe parfaite: en bas, est le grès rouge, avec de nombreux et grands spécimens d'Ex. ponderosa; au dessus, viennent les marnes à Ex. ponderosa, dont nous trouvons numéreux individus; puis, plus haut, en concordance, s'étend le calcaire blanc à Ex. ponderosa. Cette localité donne véritablement la clé de la superposition des couches, dans le Cerro de Muleros, parceque, ici, on voit la série normale; et, plus loin, nous verrons que le grès rouge couvre normalement les bancs à O. quadriplicata. Il est vrai qu'il y a quelques autres coupes semblables, au Nord du Cerro, mais aucune ne se présente avec la clarté de celle que nous venons de décrire. Outre la succession des horizons, nous voyons aussi comment les couches tournent, avec ce résultat que leur direction fait partie d'une courbe.[1] ,

Nous redescendons le lit du ruisseau, jusqu'au Río Bravo, que nous suivrons vers le Nord Ouest. Au sortir du vallon, nous trouvons, immédiatement au dessous du grès rouge, les couches à O. quadriplicata, qui contiennent, ici, en particulier, des Gryphaea Pitcheri, Mort.

1 Si nous n'avons pas le temps d'aller jusqu'au Cerro Prieto, nous descendrons directement, de la zone de fracturation qui est au dessus du grès rouge, au ruisseau décrit plus haut.

var. Washitaensis, Hill; puis en abondance, des Nodosaria texana et Vola texana; exceptionnellement, des Gervilleia cfr. solenoides, Söhle; enfin, d'autres fossiles, semblables à ceux que nous avons rencontrés au dessus du monument de la frontière. Les couches à O. quadriplicata sont, ici, d'une puissance, très réduite; juste au dessous d'elles, s'étendent les couches à Schloenbachia trinodosa, qui contiennent, en cet endroit, fréquemment, l'Enallaster Bravoensis, en plus des fossiles communs dans cet horizon. Un sentier nous mène au penchant d'une colline, dont le sommet est formé par le grès rouge; au dessous de ce grès, se recontrent les couches à O. quadriplicata (fragments de Turritella granulata, Sow.), et les couches à Schl. trinodosa. Nous dépassons la colline et nous retrouvons dans la plaine du Río Bravo. Les couches, à l'Ouest du chemin, appartiennent à l'horizon à Schl. trinodosa et présentent, fréquemment, des spécimens de: Enallaster Bravoensis, Phymosoma mexicanum, Holectypus limitis, et autres.

Nous arrivons au monument initial de la frontière, et, ici, finit notre excursion au Cerro de Muleros. Nous reprenons le chemin, dejà connu, par la briquetterie, jusqu'au pont du Chemin de fer de Bisbee, où nous montons dans notre train,—qui nos ramène à Ciudad Juárez.

DU CEF

1: 10,00

n.º 3.

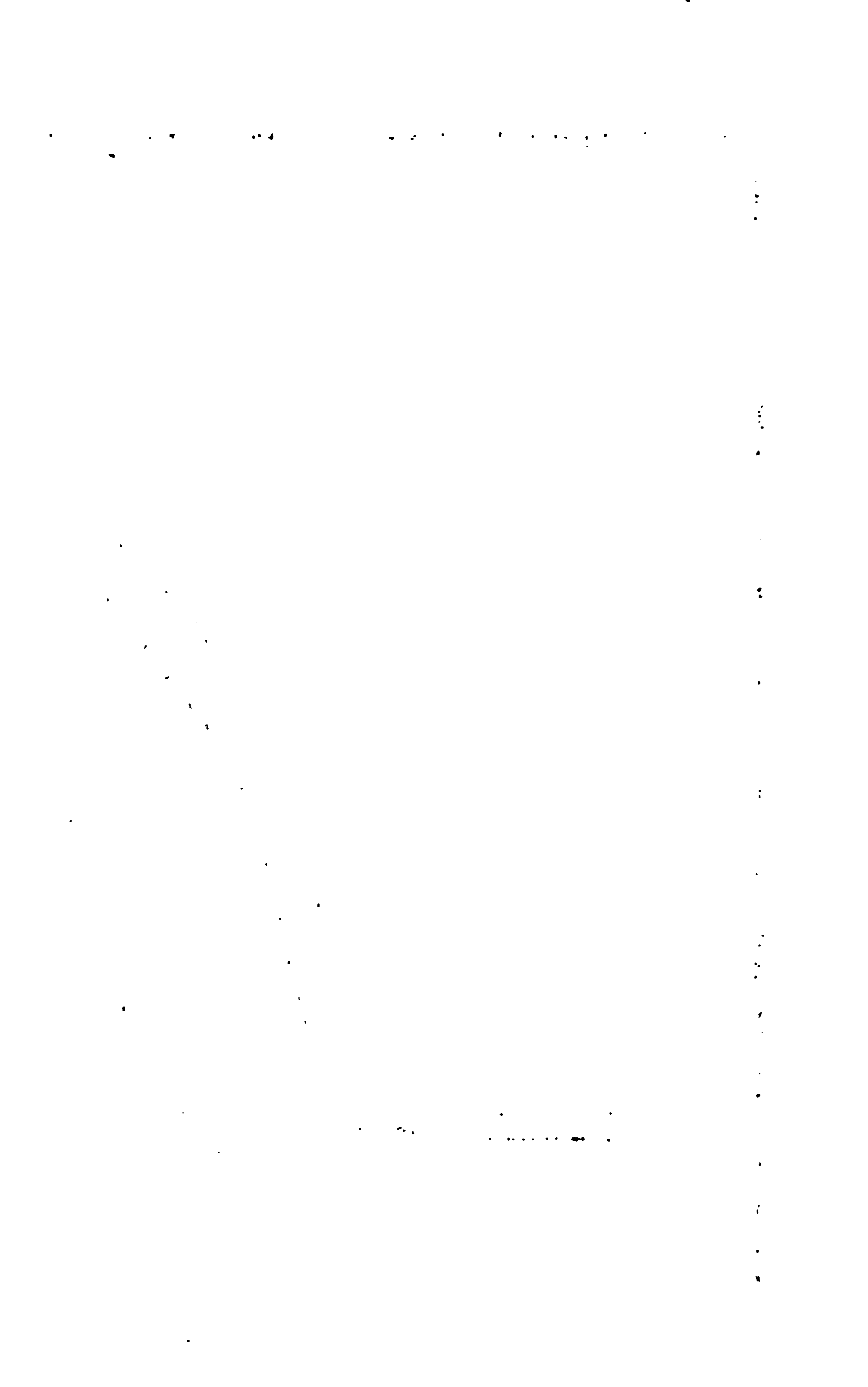




Fig. 1——Vue du pic principal (1421 m) du Cerro de Muleros.
La masse intrusive de la laccolithe.

Fig. 2 - Vue de la zone plissée dans le Nord du Cerro de Muleros.



Fig. 3—Vue d' une fracture rayonnante dans la partie septentrionale du Cerro du Muleros.



Fig. 4—Vue du synclinal couché à la terminaison de la zone fracturée.



Fig. 5.—La zone fracturée vue du Nord.



Fig. 6.—La zone fracturée vue du Sud.
Les parties blanches sont les calcaires à Hemiaster Calvini; à gauche on voit la série inverse.

XXI

(EXCURSION DU NORD).



ESQUISSE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

DES ENVIRONS DE PARRAL

PAR

P. WAITZ.

ESQUISSE

GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES ENVIRONS DE HIDALGO DEL PARRAL,

PAR M. PAUL WAITZ.

(Avec une carte, coupes géologiques et photographies).

Sur le versant oriental de la première chaîne de la Sierra Madre Occidental, dans une gorge resserrée, se trouve situé l'ancien district minier de Sta. Bárbara.

Une chronique publiée en 1545 fait déjà mention des riches mines de cette région.

En partie séparée de cette première chaîne de montagnes par une plaine, s'élève la "Mesa Central," île montagneuse, dont le centre est occupé par une ville un peu moins ancienne (1612) : la ville de Parral. En ce moment elle est plus importante que ne l'était autrefois Sta. Bárbara, du moins en ce qui concerne son commerce.

De nos jours les mines de ce district ont une plus grande valeur que ne l'avaient autrefois celles de l'ancien centre minier de Sta. Bárbara, car cette région possède en ce moment quelques mines très importantes, et sa nouvelle capitale n'est surpassée par l'ancienne qu'au point de vue historique. (Sta. Bárbara a été en effet l'ancienne capitale de l'immense province de "Nueva Galicia.").

Exception faite de quelques collines plus hautes des environs de Parral (p. e. le "Cerro de Canoas," qui se

trouvent à proximité des Minas Nuevas") la dite île montagneuse s'incline peu à peu, presque uniformément, vers la plaine de la "Mesa Central," formée par une partie du grand "Bolsón de Mapimí." On remarque, que cette plaine s'étend du côté Est jusqu'à Jiménez, où une série de collines, longée parallèlement par la ligne du Chemin de Fer "Central Mexicano," borne l'horizon. Plus près et plus au Sud de Jiménez, se trouve le massif calcaire d'Amaloya; vers le Sud et encore plus rapproché s'élève une colline appelée à cause de sa forme particulière "Sombreretillo," ce qui veut dire petit chapeau, et, à l'horizon méridional, on remarque encore d'autres collines isolées.

Les chaînes orientales de la Sierra Madre, avec une direction du Sud-Est au Nord-Ouest, passent à l'Ouest de Parral. Entre ces chaînes et la région montagneuse de Parral, s'intercale au Sud et à l'Ouest une plaine; au Nord, les deux groupes de montagnes sont réunis par de petits chaînons.

Au pied des collines, que nous venons de décrire, formant la limite septentrionale, se trouve une vaste plaine traversée par le Río Concho, s'étendant jusqu'à la vallée de Jiménez et interrompue çà et là seulement, par quelques pics très peu élevés. Le plus important est celui de Sta. Rosalía.

Cette partie, qui est la plus ancienne, se compose de roches sédimentaires et d'un massif de roches éruptives. Les roches sédimentaires forment des masses puissantes et énergiquement plissées et consistent principalement en schistes siliceux d'épaisseur variable. On trouve des dalles minces de schistes lustrés de toutes dimensions, quelquefois aussi des couches plus épaisses jusqu'à un demi-mètre.

Le cours d'eau principal ne suivant pas une ligne tectonique, est cependant très important au point de vue minier, car il sépare la contrée en deux parties. Celle du Nord seulement possède de riches filons métallifères, car on ne rencontre dans celle du Sud, que deux Mines appelées "La Presa" à l'Ouest et "La Iguana" du côté Est de la ville.

Au point de vue géologique, la région peut se diviser en une partie centrale et en une partie circulaire externe.

La partie centrale comprend la large vallée de Parral, depuis la limite orientale de la ville jusqu'à l'Ouest, embrassant toutes les hauteurs du Sud et une partie des pentes de celles du Nord, pour s'étendre ensuite jusqu'à la station de Cabadeña du Chemin de Fer de "Parral et Durango."

Le Río del Parral est pour notre île montagneuse très important au point de vue hydrographique. Il descend de la Sierra Madre, passant par la plaine située entre la dite île et la Sierra Madre même, puis traverse notre région orientale, sous forme d'un cours d'eau relativement large, et la parcourt en décrivant de nombreux contours jusqu'à Parral. Il traverse ensuite la ville et s'ouvre plus loin un passage entre les montagnes du Nord-Est ayant la forme d'une gorge étroite. De l'autre côté de ce défilé, il pénètre dans une plaine large et fertile appelée "La Maturana" (qui forme une grande portion de l'immense plaine du Nord) et traverse de nouveau les dernières collines qui appartiennent au système orographique de Parral.

Arrivée dans la plaine, la rivière se dirige vers l'Est en passant par Jiménez et prend ensuite une direction septentrionale, pour se jeter dans le Río Concho, aux alentours de Sta. Rosalía.

La ligne décrite par la vallée du Río de Parral, n'est pas en relation avec la structure du terrain.

Pour quelques ruisseaux latéraux et pour quelques vallées latérales, cependant, on constate une pareille relation. C'est par exemple le cas pour la vallée des "Minas Nuevas," pour les ruisseaux Cal y Canto et Calera et pour celui, qui vient de l'Est et débouche dans le Río de Parral, dans la ville même. Les mêmes relations s'observent pour les affluents "Valle" au Nord et "Sombreretillo" au Sud, dont le dernier reçoit l'arroyo du Cañón de Tinaco et celui d'un vallon qui descend du Tezontle. Les deux coïncident, au moins en partie, avec des lignes tectoniques.

Les couleurs sont aussi très différentes et varient entre le jaune-gris, le brun, le violet et le noir. Rarement s'observent des intercalations calcaires de 0,20 m. à 1 m. d'épaisseur.[1]

Toutes ces couches sont dépourvues de fossiles; du moins nous n'y avons remarqué aucune pétrification. Cependant ces schistes ont une très grande extension, nonseulement dans la vallée de Parral, mais encore près de Jiménez, près de la station de Santa Bárbara et dans la Sierra Madre près de la station d'Aguascalientes. Dans ces derniers endroits affleurent les mêmes schistes à la base des roches volcaniques.

Dans tous ces endroits les couches sont plus ou moins plissées, montrant toujours un plongement d'environ 30-40 degrés vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. En détail cependant la direction et le plongement des couches varient beaucoup par suite des plissements intenses. Néan-

---

1 En beaucoup d'endroits de notre région on utilise ces calcaires pour en faire de la chaux et pour cette raison on rencontre fréquemment des cavités assez étroites.

moin on peut dire, que la direction Nord et Nord-Est, est la direction prédominante.[1]

Nous revenons sur ce dernier point dans la partie tectonique.

Ces roches sédimentaires sont percées par un massif intrusif, assez important dans le "Valle de Parral," à l'Ouest de la ville. Ce massif est formé d'une roche d'orthophyre à biotite, qui est d'une couleur verte et grisâtre à l'état non-altéré. Mais on ne rencontre que rarement cette roche fraiche dans de petites carrières. La roche s'est décomposée partout à la surface étant couverte par une couche altérée, rougeâtre, ainsi que par des dépôts sablonneux détritiques dans la vallée.

On trouve très fréquemment dans cette roche "Leukokrate-Schlieren," c'est-à-dire une séparation magmatique blanche comme du verre rayé (taxitas).

Au Sud de la masse se voit clairement le caractère intrusif, car les couches sédimentaires y sont coupées à angle droit par la limite de la masse éruptive.

Dans quelques parties de l'Est on rencontre ces mêmes caractères typiques du massif, mais en d'autres endroits et presque toujours dans la partie occidentale, les couches sédimentaires reposent sur l'Orthophyre et le recouvrent en partie.

Partout à la limite du massif pénètre le magma éruptif, entre les assises sédimentaires formant pour ainsi dire des couches intrusives. Par place la roche ignée contient aussi des fragments de schistes sédimentaires. Il y a dans la région orientale quatre intrusions de ce genre (elles sont marquées sur la carte) et ces interca-

---

1 Très rarement on en rencontre qui atteignent 20-25 m ce qui représente 1 mm. sur une carte à une échelle de 1 : 25.000.—De même le degré et la pente ne sont pas uniformes, mais cette dernière est généralement de 30 ou 40 degrés, direction Ouest ou Nord-Ouest.

lations se répètent souvent à l'Ouest; seulement ici la couche détritique de la surface empèche l'observation dans plusieurs endroits.

Les schistes manquent au Nord du massif; là se trouve superposée à l'ortophyre à biotite une coulée d'andésite à amphibole avec intercalation d'une brèche de peu d'épaisseur.

De nombreux filons de basalte de différentes dimensions traversent les schistes sédimentaires, ainsi que le massif d'orthophyre. Ils sont fort nombreux au fond de la vallée et ne manquent pas sur aucun des contreforts de cette région centrale. Très rarement on observe une direction générale O.N.O. de ces filons. Des coulés basaltiques, qui sont sorties des filons plus grands, se rencontrent en deux points de la région. Les filons basaltiques coupent souvent les couches sédimentaires, et des "Lagergänge" s'introduisent parmi ces dernières (voir photographie de la coupe de la ligne du Chemin de Fer).

Il y a en outre deux autres intrusions dans la partie centrale. Du côté oriental, dans la partie inférieure du "Remate de los Cuartos" près de la limite de la ville, s'est introduit un filon d'une andésite à amphibole. La même roche se trouve au S.O. de la colline "Palmilla," où passe le chemin des Minas Nuevas; ici, c'est une intrusion d'une certaine étendue. Ces deux intrusions paraissent être en rapport génétique avec le grand massif d'orthophyre.

La limite entre cette région centrale et la partie circulaire est assez simple et claire au N.E., à l'Est et au Sud. Au Nord-Est une coulée d'andésite à amphibole alternant avec une brèche est superposée au massif d'orthophyre.

Plus à l'Est la coulée se superpose en concordance

(dans ce cas il y a une altération métamorphorique siliceuse des schistes sédimentaires) ou en discordance sur les schistes. Là où la limite de ces roches passe par la ligne du chemin de fer, il se forme une fracture, indiquée par une zone de dislocation, qui après avoir traversé la ville, se prolonge à l'Est jusqu'au "Valle."

Dans le district de la ville de Parral se réunit avec cette dislocation une fracture non moins claire, qui vient du Sud. On peut l'observer au Sud du "Pulpito" et dans les contreforts occidentaux, au pied du plateau du Tezontle, jusqu'au fond du ruisseau tributaire de la "Calera" au S.O. du dit plateau. Au Sud de la limite s'observe une discordance bien nette, car ici les coulées de rhyolite et les tufs et brèches andésitiques ou rhyolitiques, couvrent les schistes, qui ont été métamorphosés en certains endroits (changement de la couleur des schistes siliceux d'un gris-jaune en un rouge-noir).

Seulement dans le fond des ruisseaux se trouvent des fractures et dans ces endroits on observe aussi des massifs de rhyolite granuleuse, par exemple dans le dit ruisseau,[1] au S.O. du plateau du "Tezontle" et au fond du ruisseau "Cal y Canto."

La limite est plus compliquée à l'Ouest et au N.O., ou des apophyses du massif d'Orthophyre s'intercalent entre les couches.

Des couches détritiques empêchent les observations qui sont dans cette vaste région réduites aux ravins de quelques petits ruisseaux. Pour cette raison, il est impossible de déterminer les limites des terrains avec précision. En outre, de grandes coulées basaltiques couvrent dans cette

1 Les forces tectoniques ont trituré dans ce cours d'eau là rhyolite granuleuse en un sable Rataclastique qui s'appelle en allemand "Gries;" la déterioration "Vergriesung."

rée, jusqu'à une profondeur de quelques mètres. Elle région la zone des schistes et les roches effusives. A la base de cette nappe de basalte, se trouve dans certains endroits une brèche, qui contient des fragments de roches plus anciennes et qui est traversée par des filons basaltiques. Cette brèche paraît être de même nature que celui des contreforts du Sud des Collines "Palmilla," au Nord du massif d'Orthophyre.

Les intrusions basaltiques sont très nombreuses dans toute la région limitrophe, surtout sur les lignes de fractures, qu'elles annoncent souvent, comme par exemple au pied de la Mesa del Tezontle.

Le basalte traverse aussi bien l'orthophyre et les sédiments de la région centrale, que les roches éruptives de la partie extérieure de la contrée.

Trois groupes de roches volcaniques constituent principalement cette partie circulaire externe. Au Nord se trouve une roche d'andésite à amphibole dont est constituée toute la plaine des "Minas Nuevas" jusqu'au Nord-est de Parral. Seulement dans un endroit, au Nord de la Station de Parral, se trouve la base schisteuse au fond du Valle.[1] La roche non-altérée de cet endroit est d'une couleur vert-grisâtre, mais on trouve très rarement des pierres fraîches (p. e. dans quelques collines de l'Est et de l'Ouest de la Station, où passe le chemin de la mine de "Palmillo") et seulement dans les puits des mines et dans leur voisinage, il a été possible de déterminer l'extension de la roche en question. Elle est très altérée à la surface et à cause de cela elle est souvent devenue poreuse comme une "Grauwacke."

On rencontre aussi plus ou moins fréquemment une roche blanche et dure. Cette roche s'observe dans toute la partie circulaire septentrionale et elle est très détério-

forme parfois une espèce de sable ou bien ce caractère sablonneux disparaît entièrement, mais prédomine dans les parties plus profondes ou dans les petites coulées. Des "Schlieren" plus siliceux se trouvent dans la roche et y forment des brèches poreuses. La couleur de la roche décomposée est souvent d'un jaune sale. Les parties siliceuses, les Schlieren, résistent très bien à la décomposition et paraissent être des séparations du magma, produites par des fragments de schistes siliceux, arrachés et enveloppés par la masse éruptive. Cette idée est confirmée par la transition graduelle entre les schistes et la roche éruptive au Nord-Est de Parral. Là les schistes siliceux stratifiés, passent peu à peu aux roches blanches siliceuses, qui ne montrent que de faibles traces de stratificaction. Plus loin la stratification disparaît complètement dans la roche andésitique à amphibole, dans laquelle la roche blanche passe peu à peu. Seulement à un endroit, aux pentes d'une colline au Nord de la colline "Resolana," (en dehors de notre Carte) il y a un fragment de schistes entre la roche andésitique; celle-ci renferme les schistes siliceux métamorphosés en roche siliceuse et des couches calcaires qui ont été transformées en marbre granuleux (Voir profil).

Il y a une roche pareille d'origine différente, qui forme p. e. le grand et remarquable filon qui vient du Sud d'Aguajito, passe par la large vallé de Parral, dans sa partie centrale, et traverse aussi les contreforts de la colline "Palmilla" la partie circulaire de la carte.

Cette roche est une rhyolite d'une couleur blanche et grise, sans doute formée en même temps que les coulées et brèches rhyolitiques de la partie orientale et méridionale.

Une autre roche pareille se trouve aussi dans la fractu-

re qui divise la partie centrale et circulaire dans le district de la ville et se prolonge dans le "Valle." Cette ligne de fracture sépare dans leur continuation du côté oriental le groupe des roches plus récentes du Sud (celles de la "Mesa du Tezontle" avec son versant nommé "Pulpito" etc.), et les autres plaines et monticules du S.E. et du Sud de la coulée andésitique du Nord.

Il y a quatre groupes de roches dans cette contrée du Sud-Est et du Sud-Ouest:

1.) Comme le démontre le profil 7 a-c, une rhyolite granuleuse (trachyte quartzifère) s'observe tantôt sous forme de couches à la base des écailles, tantôt sous forme de massifs. C'est une roche avec des cristaux de quartz bien développés, (p. e. à la base de la "Mesa du Tezontle" et à la base des écailles de tufs des autres montagnes au Sud jusqu'au Cerro au Sud de Aguajito côte 2,000 m.) Sous forme d'un Stock, se trouve la rhyolite au fond de la vallée à la base du bord Sud-Ouest de la "Mesa del Tezontle" et dans l'arroyo "Cal y Canto."

2.) La partie supérieure de la "Mesa del Tezontle" et des montagnes du Sud est formée par une série de tufs rhyolitiques de puissance variable. Ces tufs sont composés de couches de Lapilli, de brèches et de sables plus ou moins grossiers, jaunâtres ou grisâtres. Par place se trouvent aussi des couches rougeâtres.

La roche est poreuse et rude quand elle est fraîche, ce qui est cependant rarement le cas.

3.) A la place de ces tufs et brèches, on trouve dans la partie extrême du Sud-Est de notre carte, des coulées de lave rhyolitiques de nature vitreuse et "Schlierig." On observe aussi ces roches au Sud de la zone des tufs, dont nous avons parlé dans le N.° 2, et principalement à l'Ouest dans toute la chaîne dont le point culminant est

le pic de "Canoa." De même dans la partie septentrionale à l'Est des Minas Nuevas, il y a des zones plus élevées, rhyolitiques et vitreuses au-dessus de la roche granuleuse andésitique. La dernière ramification de cette roche au Nord-Est forme le sommet du Cerro "Resolano."

Le caractère d'une coulée de lave est bien visible dans le Cerro de Canoa, où 9 coulées distinctes de couleurs foncées, d'une très grande dureté et plus ou moins vitreuses, alternent avec des zones de tufs et de lapillis, d'une couleur jaune claire ou verte.

4.) Le dernier résultat des actions éruptives sont des intrusions et l'effusion de basalte dans toute la zone circulaire (nous avons déjà mentioné les filons basaltiques de la partie centrale). Au Nord seulement, entre la roche andésitique, les intrusions de basalte sont plus rares, et suivent uniquement les lignes des fractures.

Dans tout le reste de la contrée, elles préfèrent aussi les parties fracturées. Ainsi, les intrusions basaltiques marquent p. e. la fracture, qui va de la ville au "Valle," dans les contreforts occidentaux du Tezontle (Nord-Sud) et celles de l'Est, où s'observent de larges failles en grandins (la partie méridionale de la zone du Tezontle est la plus basse de ces gradins). Des filons basaltiques suivent aussi à l'Ouest les fractures. Le long d'une de ces fractures s'est abaissé la région des "Minas Nuevas."

Dans cet endroit et sur la Mesa du Tezontle se sont formés en outre des coulées de laves basaltiques, qui couvrent un district très étendu. Ici des pierres noires de grandeurs variables contenant beaucoup de druses blanches de zéolites donnent à la région le caractère d'un véritable "Malpais."

PARTIE TECTONIQUE.

Nous avons déjà signalé précédemment les fractures les plus importantes et nous pourrons donc nous limiter de nous occuper de la genèse et de la succession des éléments, qui constituent notre région.

Les schistes[1] qui ont été fortement plissés (plongement vers l'O.N.O.) mais très légèrement fracturés, ont été traversés lors de la première action volcanique de notre région, par l'orthophyre à biotite; cette roche qui forme un massif, contient en pluiseurs endroits des fragments de schistes de grandeurs différentes et introduit des apophyses dans toutes les directions, cependant sans avoir métamorphosé les sédiments.

Aujourd'hui on ne peut plus se rendre compte, si cette roche a pénétré jusqu'à la surface ou non, parce que dans la période d'éruption suivante, l'andésite à amphibole a couvert le terrain déjà entamé par l'érosion. Un reste des produits de cette époque, paraît être la zone brécheuse, que l'on rencontre souvent à la base de l'andésite à amphibole.

L'intrusion du massif d'orthophyre à biotite a soulevé la région, qui forme aujourd'hui la vallée de Parral.

Au pied septentrional de cette partie élevée, s'est déposée une coulée d'andésite à amphibole. En quelques endroits se trouvent des preuves que ces magmas ont été

1 On ne peut pas déterminer l'âge des schistes, à cause du manque de fossiles. Nous avons eu la chance de rencontrer un fragment de talc-schistes, à quelques journées au Nord de la Station de Aguascalientes du Chemin de Fer de Parral et Durango. Puisque les schistes s'abaissent de tous les endroits vers l'Ouest N.O. sous les roches ignées de la Sierra, on pourrait croire, que ces schistes anciens sont les couches supérieures de nos schistes. Mais nous ne voulons pas nous prononcer au sujet de l'âge des schistes en question, n'ayant pas encore étudié les endroits nécessaires.

des coulées, car on y observe que l'érosion a coupé les schistes à leur base (au Nord de la station de Parral). On ne peut plus fixer exactement l'endroit d'où provient ce magma; probablement son origine est à chercher près de la colline de "Palmilla" où l'on constate des fragments de schistes qui ont été arrachés et soulevés par le magma jusqu'à une hauteur considérable.

Dans une période plus récente, firent éruption au S.E. S. et O. des coulées de lave rhyolitique et des tufs rhyolitiques dans les contreforts de l'île montagneuse de Parral. Elles couvrîrent aussi la partie occidentale du Nord de lave andésitique (jusqu'à la colline de Resolano). Des massifs de rhyolite granuleuse (trachyte quartzifère) et des filons des mêmes magmas se sont introduits dans quelques endroits du Sud, mais paraissent avoir formé des couches, car quelques petites couches, par exemple au sommet de la colline du Sud d'Aguajito, sont sans doute des restes de couches importantes.

Dans la période suivante succédèrent des phénomènes, qui ont fracturé notre région. Des fractures se sont formées et plus loin des couches très étendues se sont abaissées. Dans la zone de ces fractures, (par exemple sur la ligne de la "Veta Colorada" au Sud de la "Palmilla" et sur la ligne du "Revendon" dont nous parlerons plus loin) se sont fromées des brèches, et des rhyolites fines et compactes se sont introduites dans les fissures, formant des couches, dans quelques endroits et au Sud de la colline "Palmilla" un petit plateau. Le dit "Revendon" qui traverse la large vallée de Parral comme un filon, a été formé par ces actions.

Les fractures ne coupent pas perpendiculairement les terrains, mais sont inclinés vers l'Ouest.

Les actions éruptives disparaissent avec les intrusions

et effusions de basalte, qui traversent toute la région comme les veines un corps humain. Aux intrusions en forme de filons, se joignent quelquefois des effusions étendues en forme de couches de diverses épaisseurs, souvent très considérables. (Minas Nuevas et Mesa del Tezontle.) De temps en temps, les filons suivent les fractures (et plus loin s'est abaissée l'écaille des Minas Nuevas, formant une fosse d'effondrement), et à l'Est de la ville, se sont formées trois écailles en forme de gradins. Les fractures les plus importantes sont celles "del Pulpito" et du "Tezontle" si bien marquées par les intrusions de basalte dans toute leur étendue, comme par l'effet de la friction, qui dans la partie septentrionale s'est fait sentir à la limite, entre les tufs et les schistes et dans la rhyolite granuleuse.

Une petite écaille s'est abaissé sur la pente orientale du cours d'eau Calera.

La partie septentrionale de cette écaille se trouve presque au fond du "Valle" pendant que la partie méridionale se joint avec l'écaille du point 2,035 m.

La direction Nord-Ouest de ces fractures paraît indiquer, qu'elles sont contemporaines avec les grandes dislocations, qui ont formé la Sierra Madre. Les petites fractures de notre contrée, s'élargissent probablement pour se joindre avec les grandes fractures de la Sierra Madre Occidental.

Très tard s'est formé le Valle de Parral (vallée transversale) et son origine n'est pas clair au point de vue géologique. Il y avait dans les temps modernes, mais préhistoriques, des lacs jusqu'à une hauteur considérable des pentes du Valle, où se formèrent des brèches calcaires et des dépôts sablonneux très épais. Ces derniers sont traversés par de petits cañons, qui atteignent quel-

quefois les affleurements de la base. L'origine de ces cañons est très simple. Les dépôts sablonneux sont très perméables et l'eau, qui les traverse, cherche à leur base, un chemin pour s'écouler. Ces sables creusés par dessous, s'effondrent dans le lit souterrain de l'eau pour être emportés.

Enfin nous mentionnerons deux dépôts de galets de la partie supérieure de la colline de l'Ouest de Parral, coupés au Nord par le chemin de fer, qui se divise ensuite en deux lignes. On trouve sur cette colline deux dépôts de galets à coins arondis, apportés sans doute par l'eau; à première vue on pourrait aussi attribuer leur présence à l'action des glaciers.

Nous pouvons nous contenter de dire deux mots au sujet de la littérature de notre région. Les premières observations scientifiques sur les roches de Parral ont été faites et publiées par M. Ezequiel Ordóñez.[1]

En 1901, Mr. Walter Harvey Weed traversa la Sierra Madre Occidental depuis Jiménez jusqu'à la côte du Pacifique, dans les environs de Culiacán et publia ses observations l'année suivante.[2]

Ni l'un ni l'autre ne décrit avec détails la Géologie de Parral, tous deux ne parlent que très sommairement des roches éruptives.

Plus détaillées sont les descriptions des mines publiées par le dit Ingénieur Weed[3] et M. Norberto Domínguez,[4] lequel donne beaucoup de détails statistiques et historiques.

---

1 E. Ordóñez: Boletín del Instituto Geológico de México. Nos. 4, 5 et 6. (1896) p. 259.
2 W. H. Weed Transactions of the American Institute of Mining Engineers. Vol. XXXII (1902), 444.
3 W. H. Weed: Id. Vol. XXXII (1902), 396.
4 N. Domínguez: Id. Vol. XXXII (1902), 459.

La base de notre carte géographique est une carte à l'échelle de 1:25.000, levée par l'Ingénieur Sewall Truax, ci-devant membre de l'Institut Géologique de Mexico.

J'ai eu le plasir d'être accompagné dans mes travaux par M. le Dr. Scalia, alors membre du même Institut.

PETROGRAPHISCHER TEIL.[1]

Es liegt uns im Gebiete von Parral eine Reihenfolge von Massengesteinen vor, die in mancher Beziehung an die Gesteine des Comstok Lod und des Washoe Distrikts und an die des Gebietes von Schemnitz erinnert.

Als Intrusivmasse müssen wir das Gestein des centralen Teils unserer Karte von den späteren Ergussgesteinen der randlichen Zone abtrennen.

BIOTIT—, AMPHIBOL.—ORTOPHYR.

Aller Wahrscheinlichkeit nach liegt uns hier die porphyrische Randfacies eines halb stockförmigen, halb laccolitischen Massives vor.

Das Gestein ist in frischem Zustand grünlichgrau und enthält in dichter Grundmasse Feldspate (Plagioklas und Orthoklas), grosse Glimmerkrystalle und kurze Hornblendeprismen. Mikroskopisch ist seine Struktur hypidiomorph-porphyrisch. In einer Grundmasse von Feldspatkörnen und -kryställchen (ohne Zwillingsstreifung doch häufig mit Zweihälftern), zwischen die sich

---

1 Vorliegende Beschreibung der Parraler Gesteine geht über den Rahmen einer Skizze nicht hinaus. Eine eingehendere Studie über das vorliegende petrographische Material soll später im Boletin des geologischen Institutes von Mexiko veröffentlicht werden.

hin und wieder eine kryptokrystalline Masse drängt, liegen Magnetitkörnchen, Biotitkrystalle (chloritisiert und randlich von fassriger Hornblende eingefasst), grüne fassrige Hornblende in Leistenform (ebenfalls alteriert), Orthoklas in trüben und randlich corrodierten Körnern und Plagioklas, der in grösseren Krystallen auftritt (Quarz ist selten).

Wir nannten das Gestein einen "Biotit—,Amphibol—Orthophyr" und fassen es als die porphyrische Randfacies eines Granitits oder Biotitsyenits auf.

Oberflächlich verwittert das Gestein rasch und zerfällt zu erdiger, brauner Masse, in der nur mehr die grossen veränderten Biotitkrystalle auf den ersten Blick auffallen.

Aplitische, schlierenartige Streifen und Gänge durchziehen das Gestein. Sie enthalten sehr wenig Einsprenglinge.

Kontaktwirkungen auf die Nachbargesteine sind fast gar nicht zu beobachten.

ANDESITE UND PROPYLITE.

Dunkelgrüne, grünlichgraue und bräunliche Gesteine, die fast den ganzen nördlichen Teil des Gebietes von Parral aufbauen. Der makroskopische Charakter des Gesteines ändert sich in reichem Wechsel: In den tiefern Lagen herrschen frische, dunkelgrüne, fast basaltähnliche, aber grob porphyrische Gesteine (mit Feldspateinsprenglingen) vor. In den höheren Lagen wird der Andesit heller mit einer leichten Andeutung einer Rhombenporphyr-Struktur.

Oberflächlich ist auch dies Gestein stark verwittert und nur der Mangel an grossen Biotitkrystallen bietet

dann ein makroskopisches Unterscheidungsmittel gegenüber den Orthophyren, während andererseits die Grenze gegen die Rhyolite und Basalte oft fast ganz verwischt ist.

Mikroskopisch herrschen in den basalen Lagen allotriomorphkörnige bis pilotaxische, in den höcheren mehr hyalopilitische Strukturen der Grundmasse vor. Als Einsprenglinge überwiegen die Plagioklase die Orthoklase. Sehr reichlich vertreten sind die färbigen Gemengteile, unter denen die rhombischen Pyroxene (bastitisiert) vorwalten; Augit (häufig uralitisiert) ist nicht selten, Hornblende fehlt fast nie und ist in einzelnen Fällen geradezu dominierend. Etwas Quarz lässt sich in jedem Schliff beobachten, nicht selten ist er mit Orthoklas verwachsen. Es tritt dann stellenweise sehr hübsche myrmekitische Struktur auf.

Eine "pathologische Facies" dieser Hornblende-Pyroxen Andesite findet sich in Streifen, längs welcher die Erzgänge der Parraler Silber-Goldformation aufsetzen. Es ist dies die berühmte "Propylitfacies," pneumatolitisch umgewandeltes Gestein, das dadurch eine grünliche oder grün- und rotgesprenkelte Farbe erhalten hat. Typisch für diese Facies ist der schon makroskopisch auffallende reichliche Pyrit.

Mikroskopisch ist das Gestein porphyrisch mit allotriomorph-körnigen oft verzahnten Grundmassekrystallen von Orthoklas und Quarz in häufiger myrmekitischer Verwachsung. Die Einsprenglinge sind grosse, randlich corrodierte, durchwegs trübe und ungestreifte Feldspathe (Karlsbaderzwillinge) seltene Sanidinkörner, (kein sicher nachweisbarer Plagioklas). Die Hornblende scheint ein Umwandlungsprodukt nach Pyroxen, ist fassrig, hinundwieder krystallin begrenzt öfters ganz

unregelmässig ausgefranzt und corrodiert. Ausserdem finden sich stark umgewandelte, polygonal zerfallende Augite.

RHYOLITE, LITHOIDITE UND IHRE TUFFE.

Diese, den grössten Teil unseres Gebietes bedeckenden Gesteine, sind in 4 verschiedenen Ausbildungen vorhanden:

a.) Körnige (quartztrachytische) Massen, die intrusiver Natur sind.
b.) Rhyolitströme und Breccien.
c.) Lithoidite, intrusiv in langen Spalten und effusiv und als Ströme, dann wechsellagernd mit
d.) Tuffen und Gläsern der rhyolitischen Aera.

ad a.) Körnige, Quartztrachyt ähnliche Gesteine. Blasroter, pophrischer Fels. In rhyolitischer Grundmasse liegen gutausgebildete, bis 5mm grosse Quarzkrystalle, Glimmerblättchen, trübe, weisse Feldspate verschiedener Grösse und ferner breccienartig Bruchstücke der durchbrochenen Schichtgesteine. Unter dem Mikroskope sieht man eine glasige oder felsitische Grundmasse mit seltener Fluidalstruktur, bemerbar durch verschwimmende trübe Feldspate. Deutlich treten die gerundeten Quarzkörner, dunkler Biotit mit guter krystallographischer Begrenzung hervor. Oft allerdings sind die Biotite nur mehr durch dunkle Wolken von Magnetit angedeutet. Der Quarz enthält Glaseinschlüsse; die Plagioklase sind zerbrochen, voll Interpositionen und randlich corrodiert.

ad b.) Die Rhyolitströme zeigen rauhe, poröse, auch wohl porzellanähnliche, rötliche, gelbliche, grünliche

oder weiss und rötlich gefleckte Gesteine mit wenig deutlicher Porphyrstruktur. Mikroskopisch: Die Struktur der Grundmasse ist mikrofelsitisch bis hyalopilitisch: kleine Gruppen von Sanidin-oder trüben Feldspatkörnern, die sich unregelmässig aneinanderlagern, sind umflossen von teils glasiger, teils mikrofelsitischer Basis, die oft getrübt ist durch Erzstaub. Biotit findet sich selten, ebenso wie Quarz.

Alterationserscheinungen finden sich allenthalben.

ad c.) Lithoidite. Als Spaltenausfüllungen und kappenartige Quellungen über diesen, findet sich ein helles, Quarzit aehnliches Gestein, das durchaus dicht ist ohne Einsprenglinge ausser einer dünnen Punktierung durch Erzkörnchen. Die Spaltenausfüllungen zeigen unter dem Mikroskop das innige mikrofelsitische Gefüge kleinster Feldspathkörnchen ohne weiteres Detail als feine Magnetitkörnchen. Die Kappen darüber haben dieselbe mikrofelsitische Grundmasse, doch finden sich darin sehr kleine Nädelchen mit lebhaften Interferrenzfarben (Sanidin?). Fluidale und zerbrochen sphaerolitische Anordnung ist nicht selten. Rundliche Quarzkörner finden sich vereinzelt.

Die Gesteine der Lithoiditströme tragen den Charakter leichflüssiger Ergüsse, was sich am Cerro de la Canoa besonders deutlich zeigt. Makroskopisch sind es schlierige, hell- bis dunkelbraune, glasige und hornsteinartige Massen; das Gestein ist hart, hat splitterigen Bruch und enthält wenig Einsprenglinge. Mikroskopisch: In mikrofelsitischer, häufig trügblasiger Grundmasse schwimmt Erzstaub, der sich gelegentlich um kleine Kalkspatlinsen ringförmig gruppiert. Feldspate mit reichlichen Glaseinschlüssen und feiner Zwillingslamellierung sind in Fragmenten durch die ganze Masse verstreut. Häu-

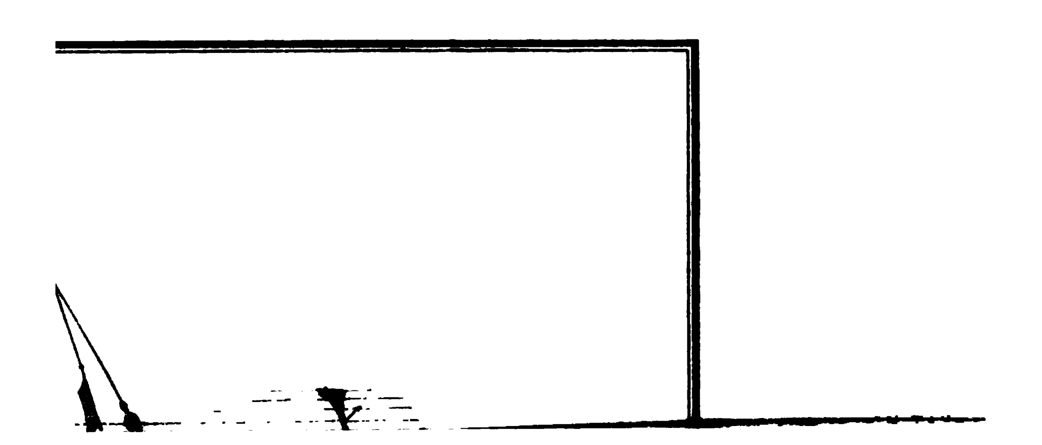
fig sind Ferritschlieren, die auch unter dem Mikroskop opac bleiben. Sanidinkryställchen, Quarz und Olivinfragmente sind selten.

BASALTE.

Die Basalte des Gebietes von Parral treten in Gängen, Kuppen und besonders in ausgedehnten Strömen auf; es sind schwarze, selten grauschwarze, dichte und löchrige Gesteine. Die Ströme haben typische Schlackenbildung auf ihrer Oberfläche, häufig aber auch an ihrer Basis.

Das mikroskopische Bild ist durchwegs dasselbe bei allen diesen Basalten, die eine pilotaxische und hyalopilitische Struktur zeigen. In der sehr häufig glasigen Grundmasse liegen Plagioklasnadeln und -leisten, die vielfach fluidale Anordnung zeigen. Olivinkörner sind oft schon makroskopisch zu erkennen, unter dem Mikroskop haben sie eine braunrote Randzone, die den Basaltolivinen eigen ist. Die Grundmasse ist mikrofelsitisch, häufiger noch glasig, hinundwieder auch ein grünlicher Filz. Pyroxene sind selten, dafür ist die ganze Masse durch feine Erzkörnchen dunkel gefärbt.

Basaltischer Pechstein findet sich im Cañón del Tinaco in einzelnen Gängen und besteht aus einer pechartig glänzenden glasigen Masse. Mikroskopisch unterscheidet man in klarem Glas der Masse winzige, gebogene Trichiten, Krystalleistchen und zerbrochene Kryställchen eines klaren Plagioklases in fluidaler Anordnung, ausserdem Olivinkörner und Erz. Sphaerolite fehlen.





PES GÉOLOGIQUES

VIRONS DE PARRAL.

rminé.

otite.


Tufs de rhyolite.


Conglomérats.


Brèches.


Basalte.

Arroyo del Tinaco.

E.

COUPES GÉOLOGIQUES

S ENVIRONS DE PARRAL.

d'âge indéterminé.

Tufs de rhyolite.

yre avec biotite.

Conglomérats.

s.

Brèches.

s.

Basalte.

tes.

Comp. Lit. y Tip. S.A. Méx.



Fig 1—Plissement des schistes dans un ruisseau à l' Ouest de la Mesa del Tezontle. Parral.



Fig 2—Plissement des schistes dans un ruisseau à l' Ouest de la Mesa del Tezontle.

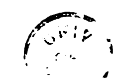




Fig. 3—Intrusion de basalte. Chemin de fer Parral-Durango
Parral.



Fig. 4— Couches intraînées le long d'une fracture.
Arroyo Calera, Parral

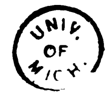




Fig. 5 —Vallée de Parral à l' Ouest de la ville.



XXII

(EXCURSION DU NORD).



ÉTUDE MINIÈRE

DE LA

"VETA COLORADA" DE MINAS NUEVAS

À HIDALGO DEL PARRAL

PAR

R. ROBLES.

ÉTUDE MINIÈRE DE LA "VETA COLORADA"

DE MINAS NUEVAS A HIDALGO DEL PARRAL (ETAT DE CHIHUAHUA).

PAR M. R. ROBLES.

Le centre minier d'Hidalgo del Parral est situé[1] par 26°54′40″ de latitude N. et 6°48′38″85 de longitude O. (méridien de Chapultepec) et par 1,738 mètres au dessus du niveau de la mer.

A dix kilomètres de la ville, dans la direction du N.O., se trouve le centre minier de Minas Nuevas, petit village situé sur le col des cerros de la Canoa et de Veta Colorada.

Le recensement de 1900 a attribué 16,400 habitants au Parral et un peu plus de 5,000 à Minas Nuevas.

Actuellement, ces chiffres ne sont plus exacts, car, à cause de la décadence du Parral, beaucoup de gens ont émigré vers d'autres centres.

VOIES DE COMMUNICATION.

Un embranchement du chemin de fer central mexicain, qui part de Jiménez, arrive au Parral, touche le centre minier de Santa Bárbara et se prolonge jusqu'à Rosario.

Le chemin de fer local, "Parral et Durango," s'étend

1 General García Conde. Anuario del Observatorio Astronómico de Chapultepec, 1882, p. 268.

jusqu'à la Sierra Madre où il charge du bois et du bois a bruler pour les besoins de l'industrie minière. A la station de Rincón, la voie se bifurque pour passer par la région de la Veta Colorada, jusqu'à Minas Nuevas.

Ces voies ferrées et de nombreuses routes, qui conduisent aux principales mines, permettent de transporter économiquement le minerai.

HISTORIQUE ET PRODUCTION.

Il existe peu de renseignements sur l'histoire de ces mines; on peut cependant assurer que la fondation du Parral remonte à 1612, à la suite de la découverte fortuite du principal filon dans le cerro de la Cruz et dans le lit de l'arroyo de la Viborilla.[1] La tradition rapporte qu'un prisonnier échappé de Santa Bárbara, passa la nuit dans le lit desséché de cete rivière et, ayant allumé du feu, pendant la nuit, par hasard sur le filon, il nota le lendemain la présence de petits globules d'argent fondu.

D'autres découvertes suivirent celles des filons de la Cruz, qui éveillèrent un enthousiasme croissant chez les mineurs; la zone superficielle minéralisée s'augmenta de nouvelles découvertes, et aujourd'hui, on peut dire qu'elle couvre un rectangle de 9,000 mètres sur 7,000, soit une superficie de 63 kilomètres carrés.

C'est dans cette région étendue que sont localisés les filons travaillés par les mineurs du Parral depuis plus de 290 ans. Il en résulte que l'industrie minière est la principale richesse de ce district, qui est le plus important de l'Etat et qui n'est dépassé que par Chihuahua, mais seulement au point de vue commercial.

1 Minero Mexicano. Tome XI. N.° 29. Gómez del Campo: Parral.

Pour la période comprise entre 1612 et 1632,[1] on ne possède que les renseignements laissés par le capitaine A. Guerra, Alcalde-maire, sur le travail fourni par 29 et 14 mineurs respectivement dans les mines connues aujourd'hui sous les noms de Jesús María et El Tajo.

En 1632, l'activité minière était grande et, en 1634, le Gouverneur, don Gonzalo de Cervantes, informait de la découverte de minerais argentifères d'une grande richesse (12 onces par 100 livres) qui pouvaient être traités avantageusement, les uns par amalgamation, les autres par la fonte.

Peu de temps après, en effet, on amalgamait et on fondait ces minerais.

Les documents les plus anciens que j'ai pu consulter relativement à la production se rapportent aux années 1641 à 1649. Pendant ces huit années, la moyenne annuelle a été de 619,534 piastres. De 1649 à 1688, cette moyenne descendit à 69,925 piastres, ce qui prouve qu'il y eût alors une grande période de décadence. Pour la période comprise entre 1688 et 1777, je n'ai trouvé aucun chiffre concernant la production. Enfin de 1777 à 1856, mes calculs m'ont donné une moyenne annuelle de 326,311 piastres.[2] A partir de l'année 1857, où la production atteignit $778,784; commence au Parral un mouvement minier d'une activité surprenante qui arrive à son apogée en 1883.

Je n'ai pu obtenier de chiffres de production pour cette période, pas plus que pour la suivante. Je citerai donc seulement quelques chiffres isolés afin de donner une idée générale du dernier état de "bonanza" du Pa-

---

1 Norberto Domínguez. Hidalgo del Parral a mining district. 1901.
2 Minero Mexicano. Tome XI. N.° 33. Gómez del Campo: Parral.

rral, après l'inauguration du chemin de fer qui le relie à Jiménez.

Les deux principaux facteurs qui ont contribué à la prospérite du Parral pendant les deux dernières années sont: l'implantation du traitement des métaux par lixiviation et les facilités offertes par le chemin de fer pour le transport jusqu'aux fonderies. Les avantages economiques obtenus grâce aux systèmes perfectionnés de fonte et de lixiviation induirent les mineurs à entreprendre sur une grande échelle l'exploitation de leurs propriétés, et ils obtinrent ainsi des résultats très satisfaisants. On vit alors une région minière, peu active auparavant, arriver à produire par mois 24,000 tonnes, la majeure partie était exportée et l'autre traitée sur place.

L'entreprise "La Palmilla" a extrait, en 1900, une quantité considérable de métal et a donné un bénéfice net de 150,000 piastres par mois.[1]

En 1901, cette même entreprise a produit 1.500,000 piastres, et en 1902, elle a réparti 100,000 piastres par mois.[2]

En 1899, la "Hidalgo Mining C.°" a extrait mensuellement près de 4,000 tonnes qu'elle a traitées dans ses usines métallurgiques.[3] Dans les mines de Preseña, Morena et Quebradillas, on a exploité à la même époque, des "clous." riches dans les galeries infériures.

PHYSIOGRAPHIE.

Le río de Parral prend sa source dans les ramifications orientales de la Sierra Madre; il coule par des pentes douces sur presque tout son parcours et se jette dans le

1 The Engineering and Mining Journal. Volume 72.
2 The Engineering and Mining Journal. Volume 72.
3 The Engineering and Mining Journal. Volume 72.

río Florido, tout près de Ciudad Camargo. C'est sur les bords de ce río que s'élève le centre minier de Parral, au fond d'une petite vallée entourée au S.E. et au S.O. de montagnes qui atteignent une hauteur de 2,000 mètres au dessus du niveau de la mer; à l'O. de la ville s'élève le cerro de La Canoa qui a 2,200 mètres d'altitude et au N. et au N.O., les cerros de Veta Colorada, Palmilla, La Cruz, etc., moins hauts mais plus intéressants que les autres parce que les principales fractures qui s'y trouvent se sont minéralisées et constituent aujourd'hui la grande richesse de la région.

En dehors des causes générales bien connues qui tendent à modifier le relief du sol, nous devons ici prendre en considération les changements que les roches ont subis après leurs formation par suite de phénomènes tectoniques.

Ces actions postérieures sont importantes parce que, justement aux environs du Parral, on observe fréquemment l'influence des paraclases sur le relief actuel du sol.[1]

GÈOLOGIE GÉNÉRALE.

Pour la géologie générale, je renvoie le lecteur aux travaux de mon collègue, M. le Dr. Paul Waitz,[2] qui a fait des études géologiques dans cette région.

D'après le Dr. Waitz, la succession des roches est la suivante: Schistes, Orthophyres avec biotite, Andésites, Rhyolithes, Lithoidites, Tufs rhyolithiques et Basaltes.

---

1 Daubrée. Géologie expérimentale. Page 353.

2 Aperçu Géologique et Pétrographique des environs du Parral. Livret-Guide du Xme. Congrés Géologique International.

CHAMPS DE FRACTURES.

Dans la zone minéralisée dont je m'occupe, existent quatre systèmes conjugués de fractures.[1] Le plus important de ces systèmes a une direction N. 28° O. et une inclinaison de 45° à 53° E.; un système, un peu moins important se dirige vers le N. 43° E., avec une inclinaison de 70° à 80° E.

Les deux autres systèmes sont peu développés et leurs directions respectives moyennes sont de N. à S. et N. 80° O. Ces dernières fractures coupent les systèmes antérieurs et n'ont pas été minéralisées.

Des efforts analogues à ceux qui produisirent ces fractures se répétèrent au bout de quelque temps, provoquant ainsi de nouvelles factures ou la réouverture de quelques unes de celles qui existaient déjà avec de nouveaux mouvement du toit sur le mur, mouvements que l'on peut noter en observant les plans de glissement qui existent dans le corps de la "Veta Colorada," ainsi qu'on le voit dans les mines de "Los Muertos."

MINÉRAUX ET MATRICES.

Les Mineraux de dépôt primitif qu'on trouve dans ces filons sont des sulfures, des sulfo-arséniures et des sulfo-antimoniures d'argent, ces derniers, en plus petites quantités, et des sulfures de zinc, de plomb et de fer. Le zinc

---

1 Daubrée (Etudes synthétiques de Géologie expérimentale) a démontré que les plaques et les solides soumis à des efforts de pression, se fracturaient en formant un ensemble de système parallèles qui tendaient à se couper à angles droits. Or, comme cette tendance est manifeste dans les roches du Parral, on peut supposer, par analogie, que probablement ce sont des efforts analogues qui ont occasionnés les fractures de cette région.

et le plomb se trouvent en fortes proportions dans les filons dont la direction est N. 43° E.; ils sont rares dans ceux qui se dirigent vers le N. 28° O.

Les oxydes de manganèse sont très abondants dans les niveaux supérieurs des deux systèmes. L'altération du remplissage primitif par les actions secondaires a formé de nouveaux mineraux parmi lesquels prédominent les oxydes, les sulfates, les carbonates, etc.

Au commencement de 1905, quand je visitai ce district, toutes les mines avaient suspendu leurs travaux de desséchement et l'eau avait repris son niveau permanent. Je n'eus par conséquent l'occasion que d'examiner la zone supérieure qui est celle de plus grande lixiviation et où les eaux descendantes ont altéré considérablement le dépôt primitif, occasionnant ainsi des changements appréciables dans la composition qualitative et quantitative du remplissage. Dans la mine de Santa Gertrudis, au niveau numéro 3, l'argent natif se trouve dans de petites "pegaduras" sur la roche fendillée; ce phénomène est le résultat de la précipitation du sulfate d'argent par le sulfate de fer ou par quelqu'un sulfure.

Dans la veta Colorada, on trouve les mineraux suivants: argentite, pyrargirite, argent natif, anglésite, cérusite, galène, de petites quantités de chalcopyrite, limonite, sphérosidérite argileuse, pyrite, wad, blende, smithsonite et calamine.

La matrice dominante est la silice compacte, la fluorite en moindres proportions, et, plus rarement, la baryte, la calcite, le quartz, le gypse. Ces substances ont cimenté les fragments siliceux du premier remplissage stérile.

GISEMENTS MINÉRAUX.

Les principales fractures dont la direction est moyenne de N. 28° O., avec inclinaison vers l'E., de même que celles dont la direction est N. 43° E., avec inclinaison vers l'E., ont été minéralisées après avoir été ouvertes et ont formé les importants filons des environs du Parral. Ces groupes de filons sont parfaitement caractérisés parce que, non seulement ils ont des directions différentes, mais parce qu'ils se trouvent, en outre, encaissés dans des roches diverses. Le système de direction N. 28° O. traverse des roches rhyolithiques et celui de direction N. 43° E. des andésites.

Je m'occuperai uniquement du premier système parce que les filons de ce groupe sont les seuls qui soient travaillés par les mineurs. Quelques unes des fractures ont formé lors de leur minéralisation, les filons connus sous le nom de Veta del Refugio, Santa Ana, Veta Colorada et Veta Negra, énumérés de mur en toit ou de l'E. à l'O.

Je préciserai séparément les caractères de ces filons.

La crête du filon "Refugio" est visible sur peu d'étendue dans les propriétés de la mine du même nom; plus loin, on voit également des affleurements isolés et peu étendus. Sur le plan, j'ai marqué ces endroits par des pointillés. Deux compagnies travaillent principalement ce filon; ce sont: "El Refugio" et Sierra Madre." Sa puissance varie de 40 centimètres à 3 mètres; sa direction est N. 27° O. avec une inclinaison de 75° à 80° vers l'E. Sur son parcours, il traverse des brèches.

Le filon Santa Ana, exploré par le mêmes compagnies est à peu près dans la même direction moyenne que le

précédent, avec une inclinaison de 65° vers l'E. Sa plus grande puissance ne dépasse pas 1 mètre 50 centim.; à la septième galerie de la mine Refugio à 110 mètres de profondeur, il se réduit à une épaisseur de quelques centimètres.

Au niveau de ce septième étage, une galerie tranversale a coupé une série de fractures parallèles entre elles et parallèles au filon, dont quelques unes sont remplies de brèches stériles et très altérées, d'autres, de calcaires et d'oxydes ferrugineux.

A l'E. de la mine Refugio, se trouve la "Veta Colorada," localisée comme les précédentes dans une zone très disloquée. On y rencontre deux ou plusieurs fractures très voisines, séparées par de la roche stérile ou contenant seulement de légères traces de minerai. A l'extrémité N. de Santa Gertrudis, les deux fractures minéralisées sont connues, celle du mur, sous le nom de Veta Colorada, et celle du toit, sous le nom de Veta Negra. Ces deux fractures, presque parallèles, se rapprochent beaucoup dans certains endroits. Vers le S., dans la mine de la "Preseña," on observe plusieurs embranchements au toit du filon principal; ils ont été peu productif. Dans le filon principal, on a exploité des "clous" très riches en minerai.

On peut suivre facilement la crête de ce filon, qui est remarquable par la grande altération de la roche sur laquelle repose le dit filon par les nombreuses trainées siliceuses qui se voient dans le remplissage bréchiforme du filon.

Les roches encaissentes, dans lesquelles se trouve la partie supérieure de ce filon, sont des rhyolites. En profondeur, à l'etrémité N.O., entre Santa Gertrudis et Terrenates, on rencontre, au mur, de la dacite très sili-

ceuse[1] avec de la pyrite et, au toit, de la brèche; à l'autre extrémité, vers le S.E., la brèche, de même qu'à la surface, se trouve tant au mur qu'au toit du filon.

Ces deux roches, d'inégale dureté, ont provoqué un changement très notable dans la direction du filon. Au contact des dacites, le filon en question se dirige vers 15° N.O., mais en pénétrant dans la brèche, il change de direction vers 40° N.O. et suit en certains endroits les plans mêmes de la brèche.

La galerie tranversale de Terrenates se prolonge au toit sur plus de 150 mètres et coupe, comme celle du Refugio, une série de fractures parallèles, quelques unes remplies de brèche stérile et d'autres dont le remplissage est analogue à celui du filon, mais avec un très faible titre d'argent.

On voit, par ce qui prcède, que les filons dont je m'occupe sont localisés dans une zone de fractures groupées sous une direction moyenne de N. 28° O. et une inclinaison vers l'E. Quand ces fractures se produisirent, il y eût des mouvements du toit sur le mur qui occasionnèrent des frottements considérables et déformèrent le contour irrégulier de la fracture primitive au point de la rendre presque plane. Le matériel arraché sous l'action de ces efforts constitua le premier remplissage stérile des fractures; celui-ci se présente, soit sous la forme de fragments anguleux de différentes dimensions ou très petits, soit sous la forme de fragments remaniés et en couches argileuses comprimées.

Ce premier remplissage stérile occupa la majeure partie des fractures de ce système de la façon la plus irrégulière, laissant des espaces vides plus ou moins considé-

---

1 M. Ezequiel Ordóñez a classé cette roche sous le nom de dacite imprégnée de silice.

rables par où s'établit la circulation de solutions qui cimentèrent les fragments jusqu'à boucher les fractures avec le remplissage actuel des filons qui est siliceux.

Le minerai n'est pas uniformément réparti dans toute la masse du filon; il s'est localisé aux endroits où les actions physiques ou chimiques ont pu se produire dans les meilleures conditions, donnant ainsi lieu au dépôt ou à la précipitation des mineraux contenus dans les solutions thermales ascendantes qui envahissaient les fractures.

La coupe verticale ci-jointe montre l'ensemble de ces clous de minerai qui s'élargissent dans le sens de l'inclinaison.

On peut expliquer d'une façon satisfaisante la concentration de cette richesse en supposant que, dans ces endroits, il y a eu un mélange de solutions distinctes qui ont produit la précipitation des métaux. C. R. van Hise s'exprime[1] ainsi à ce sujet: At place in a fisure where a metal is abundantly found, the explanation in many cases is certainly that or near that place there entered a stream which either carried the precipitated metal or carried an agent capable of precipitating the metal which was already in the trunk channel."

La minéralisation ne se limite pas exclusivement à ces zones riches, élargies suivant l'inclinaison; elle s'étend à tout le filon, quoiqu'elle y soit plus pauvre en métaux. Je pense que cette minéralisation en masse s'est produite principalement par le dépôt du minerai contenu dans la solution thermale au fur et à mesure que sa température et sa pression diminuèrent sur son chemin ascendant.

---

1 Genesis of ore-depoits. Posepny. Some principals controlling depositions of ore. Page 341.

Je n'ai noté aucun symptôme de nature à indiquer une action quelqueconque de la roche encaissente sur la minéralisation des filons; peut-être cela tient-il à ce que, sur presque toute son extension, le filon traverse la même roche. J'ai seulement pu constater que le minerai se concentre de préférence dans les endroits les plus ouverts et par conséquent là où la circulation des solutions a été plus active.

ZONE D'OXYDATION.

L'eau ayant envahi les galeries inférieures, il ne m'a pas été possible d'examiner le filon au dessous du niveau hydrostatique. Dans les niveaux accessibles, j'ai trouvé que la zone d'oxydation s'étend jusqu'aux derniers étages d'une façon très irrégulière. Dans un même endroit, j'ai trouvé les oxydes joints au sulfures, l'un ou l'autre prédominant suivant le degré de perméabilité.

ÂGE GÉOLOGIQUE DES FILONS DU PARRAL.

Les fractures où se sont minéralisés les filons du Parral coupent toutes les roches éruptives à l'exception des basaltes qui coupent à leur tour les mêmes roches affectant la forme de dikes dont quelques uns sont parallèles aux fractures minéralisées. Ces dikes sont très nombreux et quelquefois en sont sortis des courants de basalte.

Comme il n'a pas été trouvé de fossiles dans cette région, il n'est pas possible de déterminer l'âge des roches et des fractures; mais si l'on se rend compte que la plupart des filons mexicains de la Sierra Madre Occidentale ou de ces ramifications sont en relation intime avec les roches éruptives tertiaires dont la plus grande antiquité

ne remonte pas au delà du Miocène,[1] si l'on considère, en outre, la grande analogie qui existe entre les gisements du Parral postérieurs à ces roches et d'autres gisements tertiaires qui montrent aussi une intime relation avec les roches éruptives, je crois que l'on peut admettre que la minéralisation du Parral est due à des phénomènes hidrothermaux pliocènes, peut-être contemporains avec les éruptions basaltiques.

GENÈSE DES FILONS.

Les actions tectoniques de la région ont donné naissance à un système de fractures qui se dirigent vers le N. 28° O.; elles ont produit également des mouvements de glissemant du toit sur le mur et la formation de "brèches de frottement" qui ont rempli ces fractures d'une façon irregulière en laissant des espaces vides plus ou moins considérables.

Ces fractures ouvertes ont servi de voie de communication pour les eaux profondes; une circulation active de solutions alcalines ascendantes thermo-minérales s'établit et déposa les matrices et les minerais que ces solutions tenaient en suspension. Ces dépôts se sont produits de préférence dans les zones fracturées où la circulation s'établissait plus facilement et où le mélange des diverses solutions donna naissance à des phénomènes de précipitation. Par conséquent, la théorie thermale explique d'une manière satisfaisante la genèse des filons.

De nouveaux mouvements occasionnèrent la réouverture des fractures et des mouvements du troit sur le mur

1 Bulletines Nos. 4, 5 y 6 de El Instituto Geológico Nacional. Bosquejo Geológico de México. J. G. Aguilera, pág. 236.

qui produisirent la formation de fausses salbandes, ainsi qu'on peut l'observer dans la mine de "Los Muertos."

CLASIFICATION DES FILONS.

Les gisements du Parral sont des filons argentifères primaires épigénétiques, engendrés par les eaux thermominérales ascendantes, de structure brècheuse et de formation quartzeuse noble.

EXPLOITATION DES MINES.

L'exploitation des mines de "Veta Colorada" se fait au moyen de puits établis sur le filon et dotés de cabestans à vapeur ou électriques pour extraire le minerai. Ces puits sont ensuite mis en communicaction avec les endroits d'utilisation par des galeries horizontales bien conservées, munies de voies ferrées qui permettent de faire le transport intérieur d'une manière économique.

A l'extérieur, une voie étroite relie presque toutes les mines au chemin de fer; les wagons chargés de métal circulent par cette voie pour se vider dans de grandes auges d'où l'on le recharge dans les wagons de la compagnie du chemin de fer.

La ventilation se fait d'une façon naturelle. Comme beaucoup de puits communiquent entre eaux, il se produit un très fort courant d'air dans les galeries. La ventilation est donc très bonne, sauf dans les mines "Los Muertos" et "Los Santiago" où elle est mauvaise.

L'eau est extraite au moyen de pompes horizontales, mues par la vapeur que produit un générateur situé hors de la mine. Dans l'unique puits vertical qui existe sur

le filon, on intalla autrefois une pompe Cornish qui travailla il y a quelques années.

Dernièrement l'emploi des pompes électriques a commencé à ses généraliser; une pompe de ce genre extrait l'eau dans la mine Santa Gertrudis.

MÉTALLURGIE.

Au Parral, la métallurgie de l'argent s'effectue en traitant les minerais par le procéde de lixiviation.

ERRATA.

Page	3	ligne	17	au lieu de	619.534	lissez	619.593
„	3	„	24	„ „ „	778.784	„	778.584
„	13	„	dernière	„ „ „	troit	„	toit

LA VI

Quebradillas:

veau de

XXIII

(EXCURSION DU NORD).



EXCURSION

DANS LES

ENVIRONS DE PARRAS

PAR

E. BÖSE.

EXCURSION DANS LES ENVIRONS DE PARRAS.

PAR M. E. BÖSE.

CONDITIONS GÉOLOGIQUES GÉNÉRALES.

Au Cerro de Muleros, près de Ciudad Juárez, nous avons étudié les couches du Crétacé moyen, et une partie du Crétacé supérieur; à Parras, nous verrons, principalement le Crétacé supérieur, du Turonien au Sénonien inférieur; dans d'autres excursions, nous connaîtrons le Sénonien inférieur, en facies différent, et le Sénonien supérieur.

Sur la région du Parras, peu a été écrit. En 1896, Ordóñez[1] mentionna des schistes calcaires, caractérisés par plusieurs espèces d'Inoceramus, qui furent rapportés par Aguilera au Crétacé moyen. En 1893, Hill[2] avait signalé l'existence de "Montana-Laramie beds" dans les collines, au pied de la Sierra de Saltillo-Parras. Enfin, en 1905, Bernius[3] publia, sur Parras, une petite monographie géographique, dans laquelle il mentionna les Inoceramus, qui ont été étudiés par Felix,—lequel dit, seulement, que ces fossiles appartiennent au Crétacé.

---

1 Ordoñez, dans "Bosquejo geológico de México." Boletin num. 4—6 del Instituto Geológico de México—p. p. 67, 68.

2 Hill, The cretaceous formations of Mexico and their relations to North American geographic development. Amer. Jour. Sci.—Vol. 45. 3d. series, 1893, p. 322.

3 Bernius, Das Becken von Parras.—Berlin.—Dietrich Reimer, 1905.

M. Bernius envoya aussi à l'Institut Géologique de Mexico une petite collection d'Inoceramus et de céphalopodes, et l'analyse de cette série,—pour laquelle nous exprimons au donateur notre vive reconnaissance,—me décida à faire, de cette région, une étude plus approfondie.

Dans les environs de Parras, j'ai pu distinguer trois étages différents: Le Crétacé moyen (probablement le Gault, le Vraconnien et le Cénomanien), le Turonien et le Sénonien inférieur.

Le Crétacé moyen constitue uniquement La Sierra Grande de Parras; il se compose de calcaires d'un gris bleuâtre, en bancs relativement minces, contenant des lentilles allongées de silex, de couleur sombre, des intercalations de gros bancs de calcaires et des schistes argileux, allant du gris clair au jaunâtre. Ces calcaires peuvent avoir une épaisseur de 300 m., environ; mais leur base n'est pas visible. Dans ces couches, les fossiles sont fort rares; parfois, seulement, se présentent des coupes à Schloenbachia et à Turrilites. Pour avoir une idée de l'âge de ces couches, nous avons dû recourir à une comparaison entre elles et d'autres couches pétrographiquement semblables, comme celles de Concepción del Oro et de Camacho, dans lesquelles on rencontre des espèces du groupe de la Schloenbachia inflata et du Turrilites costatus. Les membres de l'excursion à Mazapil y verront les mêmes calcaires, au dessus des couches à Parahoplites, et au dessous de celles à Inoceramus labiatus. Cette dernière couche les recouvre, aussi, dans notre région. Dans les environs de Parras, nous ne les visiterons pas, à cause de la distance des dépôts et de leur pauvreté en fossiles; mais nous en trouverons de nombreux fragments, dans les lits des ruisseaux. La partie

supérieure de l'étage est formée de calcaires en lits minces, dans lesquels on trouve rarement des coupes de Turrilites.

Sur les calcaires du Crétacé moyen, se trouve, d'abord, une série peu épaisse, de calcaires variant du gris clair au jaune. Ces couches referment un banc à gastéropodes, ressemblant à des Actaeonella, et de rares spécimens d'Aptychus sp., et d'Inoceramus labiatus, Schloth. Cette dernière espèce montre que nous sommes, déjà, ici, dans le Turonien inférieur. J'y ai rencontré aussi un spécimen isolé d'un céphalopode, aplati, qui appartient, probablement, au groupe de l'Acanthoceras Woolgari, Mant., sans lui être, pourtant, absolument identique. Au dessus de ces calcaires, viennent des schistes argileux et des calcaires, presque dépourvus des restes organiques; ces schistes ont une couleur gris sombre. Ils sont recouverts par des schistes calcaires, qui alternent avec des schistes argileux, gris sombre, à Inoceramus labiatus, Schloth., peu abondants; ces schistes ont une épaisseur de 10 à 20 m. Par dessus, s'étendent des calcaires, d'un noir bleuâtre, en bancs relativement gros; ils prennent, par décomposition, une couleur de fer oxydé, qui les fait remarquer, de loin, dans le paysage. Ces calcaires présentent, quelquefois aussi, des spécimens d'Inoceramus labiatus, Schloth.

Plus haut, viennent des schistes calcaires, des calcaires schisteux, des calcaires en lits minces, avec des intercalations de schistes argileux, variant, tous, du gris clair au gris sombre. Ces couches ont une épaisseur totale de 200 m.; on y trouve de nombreux spécimens d'Inoceramus labiatus, Schloth., et quelques ammonites, qui se rapprochent, toutes, du type Acanthoceras Schlüterianum, Petrascheck; ces ammonites sont, toujours, mal

conservées et entièrement aplaties, de sorte que leur détermination exacte est impossible. Les Inoceramus sont aussi aplatis, dans les schistes, mais assez bien conservés, dans les bancs de calcaire, de sorte que nous avons pu les déterminer. La présence de l'Inoceramus labiatus, Schloth., dans toutes ces couches, prouve que la série appartient au Turonien inférieur. Ces couches, d'une épaisseur de 400 m., au moins, constituent toutes les montagnes, depuis le flanc de la Sierra Grande de Parras, jusqu'à la Ville de Parras. Là, s'interrompt la série, mais, dans l'intérieur même de la ville, au Nord, et dans différents points isolés de la plaine qui s'étend au Nord, j'ai vu de petits affleurements de schistes argileux et calcaires, avec des bancs minces de calcaire et de grès calcaire, les premiers, d'un gris sombre, et les seconds, d'un gris passant au jaune. Dans ces dépôts, je n'ai pas rencontré de fossiles, ce qui s'explique, surtout, par cette circonstance que les affleurements sont petits et les bancs presque verticaux, de sorte que l'on n'aperçoit que les sections des couches, qui sont, fréquemment, couvertes, en partie, de tuf calcaire. Peut-être, ces dépôts représentent-ils le Turonien supérieur et l'Emschérien.

Les dépôts plus modernes, qui composent toutes les petites montagnes des alentours de l'Hacienda de San Lorenzo et les collines, plus au Nord, jusqu'à la Station de Paila, sur le chemin de fer Internacional, sont plus favorables à l'étude. Ces montagnes se composent de gros bancs de grès, passant du jaune au vert, avec des intercalations de schistes argileux, verts, gris et rouges, et aussi de bancs minces de calcaire gris bleuâtre. Dans le calcaire, comme dans les grès, prédomine l'Ostrea glabra, M. et H., var. Wyomingensis, Meek. Mais, à côté

de cette spèce, se rencontrent, en moins grand nombre, d'autres fossiles. Jusqu'à présent, j'ai pu déterminer les suivants:

Anomia argentaria, Mort.
Lima Coahuilensis, n. sp.
Inoceramus Cripsi, Mant. var. Barabini, Mort.
Ostrea glabra, M. et H., var. Wyomingensis, M.
Exogyra ponderosa, Roem.

Cette faune appartient, bien certainement, au Sénonien, et, très-probabement, au Sénonien inférieur. Dans les grès se trouvent, fréquemment, des restes de plantes, ce qui, avec le caractère pétrographique des couches, indique qu'ils se sont formés très près de la côte.

Les dépôts les plus modernes sont des alluvions, qui renferment de nombreux gastéropodes terrestres; puis une forte couche de tuf calcaire, formée, certainement, par des sources.

Ordóñez et Bernius ont déjà signalé le plissement intense de toutes ces couches; mais personne, jusqu'à présent, n'en a donné une coupe. Je ne connais pas, dans tout le Mexique, une autre région qui soit aussi plissée, sans, pourtant, qu'il s'y rencontre une seule fracture de quelque importance.

Nous remarquons une grande série d'anticlinaux et de synclinaux; nous reviendrons, plus loin, sur leur forme spéciale; mais, de mes levés, il semble résulter, que la plupart des plis sont secondaires, et que toute la région constitue un immense anticlinal, dont l'axe est dans la Sierra Grande de Parras. Je ne suis pas allé bien loin vers le Sud, où s'élèvent d'autres chaînes hautes, de sorte que je ne puis pas dire s'il y a, là bas aussi, des plissements importants; mais on ne peut douter que, dans notre ré-

gion, l'anticlinal de la Sierra Grande de Parras à une importance beaucoup plus grande que les plissements qui sont plus au Nord.

Comme nous l'avons déjà dit, la Sierra Grande de Parras est, principalement, composée des calcaires du Crétacé moyen. Sur son flanc méridional, nous rencontrons les couches inférieures du Turonien, à Inoceramus labiatus, Schloth., à direction presque E.-W. et à plongement S. Au dessous, gisent les calcaires à silex du Crétacé moyen, de mêmes direction et plongement.

Près du flanc méridional, les couches se plissent et, au centre de la Sierra, elles sont presque horizontales, ou légèrement ondulées; puis, sur le côté septentrional, elles s'inclinent fortement vers le N. Dans la partie la plus élevée de la Sierra, ne se montrent que les calcaires du Crétacé moyen; mais, à l'Est, sur la Cuesta de la Lima, ces couches sont recouvertes par le Turonien. A cette position correspond la circonstance que, au centre de la Sierra, les couches s'inclinent légèrement vers l'Est, ce qui explique ce fait, bizarre à première vue, que la partie la plus haute de la Sierra est formée des couches les plus anciennes, et la partie la plus basse de couches du Turonien. En résumé, l'anticlinal n'est pas un pli bien allongé, mais une voute elliptique, ou, en d'autres termes, une voûte, allongée dont le grand axe à une direction E.S.E.- W.N.W.

Le flanc septentrional de l'anticlinal est constitué, principalement, par les couches inférieures du Turonien. Ce flanc présente une grande quantité de plis: entre la Sierra Grande de Parras et la petite montagne, au N., connue sous le nom Cerro Grande, on compte 4 anticlinaux et 4 synclinaux. Les anticlinaux sont couchés, pour la plupart; un seul, celui du N., est vertical, mais à pen-

tes très inclinées. De petits plissements forment la transition à un autre anticlinal, un peu plus important et plus large que ceux que nous avons mentionnés ci-dessus. Le flanc méridional de ce pli forme la montagne du Cerro Grande; les couches,—principalement celles de la partie supérieure du Turonien inférieur—ont une inclinaison plus ou moins uniforme, vers le Sud.; la direction est, généralement, E.S.E.-W.N.W. Sur le versant N. du Cerro Grande, les couches forment un petit anticlinal secondaire et deux synclinaux correspondants; l'anticlinal secondaire est dans l'axe de l'anticlinal principal. Du N. la vallée appartient déjà au flanc septentrional; mais ses couches sont encore presque horzintales et sont formées par les dépôts inférieurs du Turonien. Dans la montagne, plus au N., formée des Cerros de los Rodríguez, du Cerro de la Negra, etc., les couches se plissent fortement vers le N., de sorte que cette montagne forme le véritable flanc septentrional de l'anticlinal.

Les plis que nous avons décrits traversent toute la région comprise dans la carte qui accompagne cette note. La coupe par le flanc septentrional de l'anticlinal de la Sierra Grande de Parras correspond parfaitement, à l'Est, à celle de l'Ouest, et le petit synclinal qui suit produit, là aussi, une dépression dans la montagne; le flanc méridional du second anticlinal se trouve dans la continuation immédiate du Cerro Grande; mais sa crête est coupée par une petite vallée et c'est dans le Cerro Colorado que nous trouvons son flanc septentrional.

Au Nord de la montagne composée du Cerro de los Rodríguez et du Cerro de la Negra, la coupe est interrompue; mais le Cerro Colorado et la hauteur qui s'élève au Sud,—dite Loma del Santo Madero à cause de la chapelle bâtie à son extrémité occidentale,—nous mon-

trent clairement la position des couches: les schistes et les grès du Cerro Colorado ont encore un plongement assez prononcé vers le Nord; mais, dans les hauteurs qui suivent, au Nord, et sont ouvertes par de nombreuses carrières, les bancs sont déjà presque horizontaux; puis, dans La Loma del Santo Madero, ils s'inclinent, de nouveau, fortement, vers le Nord. Dans cette colline, les couches se plient, sur le versant Nord, en deux anticlinaux et deux synclinaux et se perdent dans la plaine, là même où commencent les maisons de Parras. A l'extrémité occidentale de la Loma est une sorte de pic, assez isolé, au sommet duquel s'élève la chapelle d'El Santo Madero. Elle n'est pas construite sur les schistes du Turonien, mais sur un petit plateau de tuf calcaire, qui les couronne. Plus près de la ville, s'étend une masse assez puissante du même tuf,—preuve que le bloc isolé d'El Santo Madero est un témoin d'une vaste couche, produite par des sources.

Les couches, sans fossiles, dans la plaine entre Parras et San Lorenzo, ne permettent pas une étude tectonique; elles sont, probablement, plissées en anticlinaux et synclinaux très inclinés.

La position du Sénonien, près de San Lorenzo, est différente. Il y forme un petit anticlinal et un synclinal assez large. L'anticlinal se rencontre seulement dans la colline du Nord; le synclinal constitue tout le reste des petites montagnes. Le flanc méridional du synclinal se trouve dans la chaîne principale du Sud; le flanc septentrional, très incliné, se rencontre dans la montagne, à l'Est et à l'Ouest des habitations de l'Hacienda de San Lorenzo.

Dans la carte qui accompagne cette étude, nous voyons que les petites montagnes de San Lorenzo ont la forme

de fers à cheval; c'est la forme typique de beaucoup de collines de la région; elle s'explique par la tectonique: le synclinal de San Lorenzo n'est pas un long plissement, mais est fermé à l'Ouest, de sorte que, là, les couches s'inclinent vers l'Est. Nous avons un cas analogue, dans la Sierra Grande de Parras. C'est à dire que le synclinal de San Lorenzo forme en réalité, un bassin tectonique, allongé, de direction presque E.-W.

Dans les montagnes des environs de Parras, les voûtes et les bassins tectoniques sont, en général, très allongés de l'Est à l'Ouest; mais nous verrons, dans nos excursions dans les environs de Monterrey, que, là, les voûtes sont des ellipses, dont les axes sont, souvent, presque égaux, et que, quelquefois même, la base de l'anticlinal est un cercle parfait. Ce cas se présente, dans la Sierra de Paila. Nous discuterons, dans une autre partie de ce Livret-Guide, les explications possibles de ces phénomènes.

Je dois signaler, ici, que la direction des couches est E.S.E.-W.N.W., en général; c'est que l'on observe aussi, d'après Burckhardt, dans les Sierras de Mazapil. Ce côté-ci diffère absolument de celui des chaînes principales, à l'Est et à l'Ouest de ce qui est connu sous le nom de Plateau Central. On ne peut, pour le moment, expliquer, d'une manière certaine, ce changement considérable de direction; pour pouvoir le faire, il faudra attendre que les conditions tectoniques de la Sierra Madre Occidental et de la Sierra Madre Oriental soient mieux connues.

LES EXCURSIONS DANS LES ENVIRONS DE PARRAS.

L'excursion aux alentours de Parras se divisera en deux parties: Le matin, nous visiterons la région méridionale, pour nous rendre compte des conditions tectoniques du Turonien; et, dans l'après-midi, nous irons voir une des petites montagnes de l'Hacienda de San Lorenzo, pour ramasser des fossiles du Sénonien et observer la forme spéciale du synclinal.

Nous sortons, le matin, de la station du chemin de fer, et, après avoir traversé la ville, nous montons la petite hauteur, qui s'élève au Sud. Pendant la montée, nous voyons, de suite, les calcaires et les schistes supérieurs du Turonien inférieur; nous observons, aussi, les restes de l'ancienne couverture du tuf calcaire. Vient, ensuite, un petit plateau, couvert d'alluvions; mais un certain nombre d'excavations montrent que ce dépôt est peu puissant, et que, au dessous, existent des calcaires, en bancs minces, à Inoceramus labiatus. Devant nous, se dresse la colline d'El Santo Madero, qui se compose, ici, de schistes calcaires, à Inoceramus labiatus, Schloth. Dans le petit col, à l'Est de la chapelle du Santo Madero, nous rencontrons un banc, dans lequel apparaissent de nombreux spécimens d'Inoceramus labiatus et quelques rares ammonites, mal conservées. Les couches plongent vers le N. Nous montons à la chapelle, pour jouir du pittoresque panorama des montagnes, au Sud, et, au N., de la vue du désert du Bolson de Mapimí, avec la Sierra de la Paila, dans le fond.

Nous descendons par un sentier qui se dirige vers le S., traversons le lit desséché d'un torrent, composé d'alluvions, et, sur le bord opposé, voyons quelques petits af-

fleurements du Turonien. De ce point, nous avons une vue intéressante sur la "barranca" principale. Nous voyons clairement que la vallée formait, autrefois, un dépôt d'eau, sorte de petit lac allongé, qui, peu à peu, s'est rempli de terre; puis, un torrent fraya son chemin à travers ces dépôts alluvionnaires et la "barranca" se forma, avec ses pentes abruptes; en quelques points isolés, seulement, des sentiers, étroits et à pente exagérée, permettent de la traverser. Au fond, nous voyons, de nouveau, des deux côtés, les calcaires, etc., du Turonien: puis, nous gravissons la côte, pour atteindre un petit col entre le Cerro de la Negra et les Cerros de Rodríguez. Ici, nous reconnaissons le flanc septentrional du second anticlinal. Les fossiles y sont assez rares. Dans les calcaires, j'en ai pourtant rencontré quelques spécimens, bien conservés. Nous traversons la vallée, entre les montagnes dont nous venons de parler et le Cerro Grande. Dans la dépression, il y a des points qui sont couverts d'alluvions; mais, dans tous les ruisseaux, on peut observer les schistes, qui sont peu inclinés,—ou même horizontaux; c'est pour cela que nous n'avons pas indiqué, sur la carte, les petites régions recouvertes par des alluvions. Du centre de la vallée, nous distinguons parfaitement l'anticlinal, dont les flancs forment le Cerro Grande et les Cerros de los Rodríguez, tandis que l'axe et la crête se trouvent dans la vallée, de sorte que la dépression s'est produite dans la partie la plus haute de l'anticlinal. Ces conditions se maintiennent, tant à l'Ouest qu'à l'Est, et je n'ai pu trouver de cause qui explique cette particularité, d'une manière satisfaisante; nulle part, je n'ai pu prouver l'existence d'une fracture longitudinale. Peut-être, devons-nous en chercher la raison dans la présence des deux petits synclinaux sur le

versant N. du Cerro Grande; ceux-ci peuvent avoir servi de canaux aux eaux atmosphériques, et l'inclinaison des couches aura élargi la vallée, latéralement, dans ce sens. Ceci n'est, évidemment, qu'une explication possible, et qui ne peut se démontrer, pour le moment.

En nous rapprochant du Cerro Grande, nous remarquons, sur le versant septentrional, une série de petites carrières; dans ces dernières se trouvent, fréquemment, des restes d'ammonites du type de l'Acanthoceras Schlüterianum.

Notre chemin suit un vallon, qui coupe, transversalement, le Cerro Grande; les détails de structure du flanc S. de l'anticlinal apparaissent clairement,—comme l'indique notre coupe. Sur les schistes argileux gris, reposent des schistes marneux et calcaires, avec des bancs de calcaire; puis, d'autres bancs calcaires, qui, en s'altérant, prennent la couleur du fer oxydé, et des calcaires, en bancs minces, avec intercalation de schistes de différentes compositions. Dès le commencement même des calcaires, nous rencontrons des Inoceramus labiatus, Schloth. Mais il y en a bien davantage dans le petit col par lequel nous allons rejoindre la vallée méridionale. Sur le versant S., les surfaces des couches sont à découvert, et nous y trouvons, souvent, des Inoceramus labiatus. Nous traversons la vallée longitudinale qui se dirige vers le S.; elle s'est formée dans un synclinal dont le fond forme des plis secondaires. Les affleurements ne sont pas favorables à l'étude; mais, plus à l'Ouest, on distingue mieux la structure tectonique. Dans cette montagne, du côté du Sud, se trouvent aussi des plis secondaires mais plus importants que ceux du fond du synclinal. Nous remontons le lit d'un ruisseau, qui nous laisse voir quelques-uns de ces plissements; nous suivons, en-

suite, le chemin, sur la Cuesta de las Siete Vueltas, jusqu'à mi-hauteur, pour bien voir les plis dessinés sur notre coupe principale. Ici, se rencontrent, en général, peu de fossiles; mais j'y ai trouvé l'Inoceramus labiatus, en divers endroits.

Nous retournerons par le même chemin jusqu'à peu de distance du col, sur le Cerro Grande, et, d'ici, nous suivrons, vers l'Est, la vallée longitudinale, qui passe entre cette Sierra et la Sierra Grande de Parras. Dans le fond, il y a peu d'affleurements,—la plus grande partie étant recouverte d'alluvions et d'éboulis. Nous restons sur le côté septentrional de la vallée, observant toujours le synclinal. Peu après, la montagne s'ouvre vers le S., et nous voyons quelques "barrancas" profondes, qui coupent transversalement la Sierra Grande de Parras. De loin, nous distinguons les parois verticales composées de calcaires, dont une partie est en gros bancs. Ceux-ci représentent le Crétacé moyen.

Nous traversons un torrent sans eau et avançons sur un petit plateau, formé par des alluvions et des éboulis, d'où nous avons une meilleure vue de la Sierra Grande, et pouvons voir jusqu'à la structure en anticlinal des couches. Ce plateau nous permet aussi de donner un coup d'œil dans les profondeurs des "barrancas," qui ont été coupées dans les terres d'alluvion et les éboulis qui avaient, d'abord, rempli toutes ces vallées, jusqu'à une certaine hauteur. Toutes ces "barrancas" sont absolument sèches; c'est seulement pendant la saison pluvieuse qu'elles ont de l'eau courante, qui disparaît avec la fin des pluies.

C'est pour cela que la montagne a un aspect désertique et que les seules plantes qui y croissent sont la lechuguilla, l'ocotillo, le mezquite, le cardenche (agave hete-

racantha, fouquiera splendens, prosopis pubescens) et autres plantes du désert.

Un sentier permet de descendre au fond de la "barranca" principale. Nous suivons le lit du torrent vers le N., ocupant, de nouveau, le flanc méridional du second anticlinal. Après avoir fait l'ascension de la berge droite de la "barranca," nous atteignons une plaine. d'où nous voyons le second anticlinal; sa crête est dans la plaine et l'anticlinal s'étend vers l'Est et vers l'Ouest.

Nous traversons cette plaine jusqu'au pied du Cerro Colorado, qui représente le flanc N. de l'anticlinal en question. Nous tournons, par la colline, vers le N.W., et montons sur la partie centrale du même anticlinal. où les couches sont déjà presque horizontales. Là, nous voyons de nombreuses carrières, d'où l'on extrait la pierre pour les maisons et les trottoirs de Parras. Dans ces carrières se trouvent, en abondance, des spécimens d'Inoceramus labiatus, parfois très bien conservés, et, aussi, quelques ammonites.

Après avoir ramassé des fossiles, nous montons jusqu'à la colline, déjà mentionnée sous le nom de Loma del Santo Madero, et, par un petit col, nous descendons, un peu, du côté N., pour reconnaître les plis secondaires. qui sont visibles, ici. Nous revenons au côté Sud., que nous suivons, remassant, de temps à autre, des spécimens d'Inoceramus labiatus et d'ammonites, jusqu'au col situé à l'Est de la chapelle d'El Santo Madero, et reprenons le chemin déjà connu, qui nous conduit à la station du chemin de fer.

L'après-midi, notre train nous mène à l'Hacienda de San Lorenzo. Nous traversons, d'abord, la large vallée de Parras, autrefois couverte de vignes. Les schistes, qui

appartiennent, peut-être, au Turonien supérieur et à l'Emschérien, n'affleurent pas, ici.

Après avoir parcouru quelques kilomètres, nous nous approchons des collines de San Lorenzo. Sur l'éperon méridional, nous voyons le flanc Sud d'un anticlinal, dont le flanc N. est sur la montagne la plus haute; celui-ci représente, en même temps, le flanc méridional du large synclinal qui suit. La colline a la forme d'un fer à cheval. Au fond de la vallée qui pénètre dans cette colline, les couches sont inclinées vers l'Est; c'est la répétition de ce qui se voit dans la hauteur qui s'élève, à l'Est du chemin de fer. Après avoir dépassé cette vallée, le train suit une vallée longitudinale, et là, la montagne qui est au Sud, aussi bien que celle qui est au Nord de cette dépresion, appartiennent déjà au flanc septentrional du synclinal. Dans la colline du Nord, les couches sont fortement inclinées vers le Sud (70° S.).

Nous descendons du train, à la station de San Lorenzo, qui est située dans un col de la colline méridionale. Nous suivons le pied N. de cette hauteur du côté de l'Ouest, et, près d'un petit col, nous arrivons aux couches fossilifères du Sénonien, dont la faune a été signalée dans la première partie de ce travail. Dans les couches inférieures, nous trouvons l'Exogyra ponderosa, et, plus haut, les autres fossiles; l'Ostrea glabra, var. Wyomingensis, se montre partout, mais, rarement, bien conservée. Une meilleure localité fossilifère existe sur une hauteur, au N. de la nôtre, mais la distance ne nous permet pas de la visiter.

Du col ci-dessus mentionné, nous pouvons bien étudier l'anticlinal que nous avons vu du chemin de fer. De l'autre côté du même col, nous voyons les grès en gros bancs et les schistes argileux verts et rouges.

Cette région a dû être fréquentée par les Indiens: dans les grès on rencontre dans beaucoup d'endroits, et, en particulier, dans le col qui s'ouvre au dessus de la Station de Paila, sur le Chemin de fer Internacional, des signes hieroglyphiques, reproduits par Bernius, dans le travail mentionné au début de cet article.

Après avoir collectionné les fossiles du Sénonien, nous retournons à l'Hacienda de San Lorenzo, d'où le train nous ramène à Parras.



Comp. Litog. y Tipog. S.A. Méx.

Guide

N.

IV

1200

N.

...erra grande de Parras.

S.

1200 M.

I

...e 1:25.000.

C^a LITOG. Y TIPOG. S. A.



Fig. 1—Loma del Santo Madero.



Fig. 2—Barranca au Sud de la Loma del Santo Madero.



Fig 3 —Vue générale des chaines au Sud de Parras.



Fig. 4—L'anticlinal de C. Grande et C. de los Rodriguez.



Fig. 5 — L'anticlinal de C. Grande et C. de los Rodriguez.



Fig. 6.—La Sierra Grande de Parras, Cuesta de la Lima.



Fig. 7.—Le Cerro Colorado.

XXIV

(EXCURSIONS DU NORD).



GÉOLOGIE

DE LA

SIERRA DE CONCEPCIÓN DEL ORO

PAR

C. BURCKHARDT.

GEOLOGIE DE LA SIERRA DE CONCEPCION DEL ORO.

PAR M. CARLOS BURCKHARDT.

(Avec une carte géologique et 4 profils)

Dans l'article de ce Livret-guide sur la "Sierra de Mazapil et Santa Rosa" j'ai démontré, que deux Sierras, dirigées de l'ouest vers l'est, limitent la large vallée de Mazapil. La chaîne septentrionale, la Sierra de la Caja, se prolonge vers le Sudest jusqu'au delà des environs de Concepción del Oro. Les excursionistes traverseront cette chaîne entre Concepción del Oro, Aranzazú et la vallée de Mazapil pour se rendre à Mazapil.

Comme il est naturel la Sierra des environs de Concepción montre une structure semblable que la Sierra de la Caja, dont elle n'est que la continuation. La série stratigraphique, allant ici aussi du Kimeridgien au Turonien, est presque complètement identique avec celle de Mazapil.

Ainsi l'intérêt principal de la région se concentre dans la tectonique et ce sont surtout les rapports entre la masse intrusive et les dislocations de la Sierra, qui me paraissent fort remarquables.

La direction générale des plis et de la Sierra de notre région est nordouest-sudest jusqu'à nord-sud, de sorte

que la direction est-ouest est ici beaucoup moins prononcée qu'aux environs de Mazapil.

I. APERÇU STRATIGRAPHIQUE.

Ayant déjà donné ailleurs une description stratigraphique détaillée de la série sédimentaire des Sierras de Mazapil et Santa Rosa (voir ce Livret-guide, article "Sierra de Mazapil et Santa Rosa" et le Boletín del Instituto Geológico de México, núm. 23) je me bornerai de présenter ici quelques remarques sommaires, d'autant plus que la série jurassico-crétacique est très semblable dans les régions de Concepción del Oro et Mazapil.

Les sédiments plus anciens de la Sierra de Concepción del Oro sont comme à Mazapil les *Calcaires à Nérinées*. Les caractères pétrographiques et stratigraphiques de ces assises puissantes sont les mêmes que dans les Sierras de Mazapil-Santa Rosa. Peut-être l'on remarque ici plus d'intercalations de Silex. Les Nérinées, quoique moins fréquentes qu'à Mazapil, remplissent cependant des bancs entiers dans plusieurs endroits (Je les ai constaté: à l'est du Cerro del Temeroso; entre ce Cerro et le Cerro del Milagro; au sudouest du Puerto de la Laborcilla; au nordest du Puerto del Almagre et au Picacho de la Abra.) Un banc de coraux s'observe au Picacho de la Abra, tandis que je n'ai pas pu constater des intercalations de marnes à Bivalves, qui sont si bien développées dans la Sierra de Santa Rosa.[1]

La *bande de terrains kimeridgiens-portlandiens* est bien développée et, si bien il n'est pas toujours possible

1 Le métamorphisme, qu'ont subi les différentes assises au contact de la masse dioritique, sera étudié dans le second chapitre.

de distinguer toutes les subdivisions de Mazapil, parce que les couches sont moins fossilifères et souvent fort altérées par le métamorphisme de contact,[1] il y a cependant des endroits, où s'observe exactement la même succession de couches comme à Mazapil. Je citerai ici la coupe stratigraphique relevée au pied de la paroi rocheuse du Cerro del Temeroso (à une hauteur entre 2700 et 2800 mètres).

On y observe de bas en haut:

1. Calcaire à Nérinées.
2. Calcaire noir à surfaces luisantes; banc peu puissant.

Kimeridgien:

3. Argiles et marnes à boules calcaires contenant *Perisphinctes aff. cyclodorsatus* Moesch. (*Couches à Idoceras*).
4. Banc schisteux brunâtre avec *Haploceras*. (*Banc à H. Fialar*).

Portlandien:

5. Calcaires phosphoritiques rougeâtres.
6. Calcaires phosphoritiques grisâtres. *Perisphinctes sp.*, *Vermetus Cornejoi* Castillo et Aguilera
7. Calcaires marneux blanchâtres à Silex noirs contenant beaucoup d'*Ammonites* mal conservées.

8. Crétacique inférieur; à la base un banc saillant de calcaire à Silex.

Il est à remarquer, que dans cette série il y a partout des intercalations de couches peu fossilifères marneuses, schisteuses et calcaires, et que, si bien les niveaux phosphoritiques principaux sont ceux du Portlandien (calcaires phosphoritiques rougeâtres et grisâtres), il y a

1 Le métamorphisme, qu'ont subi les différentes assises au contact de la masse dioritique, sera étudié dans le second chapitre.

cependant aussi dans la série inférieure beaucoup de roches phosphoritiques.

Si nous jetons maintenant un coup d'œil sur les différentes assises de la bande kimeridgienne-portlandienne nous constatons une analogie presque complète avec la Sierra de Mazapil-Santa Rosa.

Les *couches à Idoceras*, des roches marno-schisteuses avec concrétions et boules d'un calcaire noir, paraissent moins développées et moins fossilifères qu'à Mazapil. J'y ai constaté dans plusieurs endroits (Cerro del Temeroso, Puerto del Almagre, Puerto de la Laborcilla) de petits *Perisphinctes du groupe cyclodorsatus* Moesch.[1] Au Puerto del Almagre j'ai en outre recueilli plusieurs *Aspidoceras* (*A. polysarcum Font, A. cfr. inflatum binodum Qust., A. n. sp. du groupe microplum Oppel*) et *Idoceras* (forme très-voisine de l'"A. Lothari" figuré par *Quenstedt* dans "Ammoniten III," pl. 107 fig. 8).

Je ne peux pas affirmer, si un *banc spécial à Aucella* est développé dans la région, car j'ai seulement pu trouver plusieurs Aucelles dans un bloc calcaire isolé au Puerto del Almagre (*Aucella cfr. Bronni Rouill., Aucella plusieurs espèces* indéterminables).[2]

Le *banc à Haploceras fialar* s'observe dans plusieurs endroits. Un calcaire schisteux brunâtre, pétri de Ha-

1 Les remarques sur les fossiles de la région de Concepción se basent sur un examen préliminaire de ces restes. Je publierai plus tard un travail paléontologique sur les fossiles jurassico-crétaciques de Concepción del Oro et sur les Aucelles de Mazapil.

2 L'étude des Aucella des Sierras de Mazapil, que je viens de terminer, m'a fourni les espèces suivantes, qui proviennent toutes du même banc: *Aucella Pallasi Keys. var. nov. mexicana* (forme identique avec A. Pallasi mais couverte de stries radiales bien prononcées), *Aucella Pompeckji* n. sp. (forme très-voisine de l'A. Pallasi var plicata Lah. mais également avec des stries radiales bien développées; comp. *Pompeckj*, Marines Mesozoicum von König Karlsland), *Aucella zacatecana* n. sp. (également voisine de A. Pallasi var. plicata), *Aucella Erringtoni* Gabb., *Aucella mazapilensis* n. sp. (rappelant par la forme A. Bronni Rouill, var. lata Trautsch.) et plusieurs formes indéterminables.

ploceras surtout du groupe de *l'Haploceras fialar Oppel*, affleure à la base du Cerro del Temeroso et au nord et au sud du Cerro del Milagro. Au Puerto del Almagre les couches à Haploceras montrent des caractères pétrographiques un peu différents, étant développées comme les couches à Idoceras sous forme de concrétions et boules calcaires intercalées dans des assises marno-schisteuses. Ces couches, qui affleurent seulement dans un petit coin à l'est du Puerto Almagre, au-dessous du calcaire à Nérinées du Cerro de los Tajos[1] m'ont fourni une série de fossiles très bien conservés, entre autres: *Haploceras Fialar Oppel sp., H. groupe de l'H. mexicanum nob., H. almagrense n. sp., H. pliciferum n. sp., Haploceras lunula n. sp.* (*forme curieuse rappelant Ammonites Kobelli Oppel mais dépourvue de carène aussi dans l'âge adulte*), *Perisphinctes n. sp. Aspidoceras sp.*

Les *argiles à Waagenia* sont peut-être indiquées par une Ammonite mal conservée, qu'un de mes aides a trouvé dans un fragment isolé de roche au Puerto de la Aurora.

Les *calcaires phosphoritiques rougeâtres et grisâtres* ne présentent que peu d'intérêt stratigraphique, étant peu fossilifères dans la région. Dans les premiers j'ai pu observer de mauvais restes de *Perisphinctes* (au sudest du Puerto de la Laborcilla), dans les seconds une grande *Cucullaea*, un fossile décrit par Aguilera et Castillo sous le nom *Vermetus Cornejoi* (Cerro del Temeroso, Puerto de la Aurora, Puerto del Almagre ouest), *Cucullaea phosphoritica nob.* (à l'ouest d'Aranzazú, au chemin de Concepción à Mazapil) et des Ammonites et Bivalves mal conservées. Les roches sont assez phospho-

1 Ces couches se trouvent à la base du Calcaire à Nérinées, parcequ'elles font partie de la série inverse (voir partie tectonique).

ritiques.[1] (Des analyses faites par MM. *Castro et Urbina* au Laboratoire chimique de notre Institut ont donné 16.08% de P_2O_5 pour une roche du Puerto Laborcilla, 6.78% pour une roche du Cerro Temeroso, 8.06% pour une roche du Cañón del Almagre et 3.26% pour une roche d'Aranzazú).

Enfin les *calcaires marneux blanchâtres à Silex noirs* affleurent dans toute la région et présentent partout les mêmes caractères pétrographiques si caractéristiques. On y voit comme à Mazapil beaucoup d'Ammonites généralement mal conservées, entre lesquelles j'ai pu constater: *Hoplites, groupe Calisto D'Orb., Perisphinctes cfr. Richteri Oppel, Inoceramus sp.*

Les dalles de ces assises sont exploitées (surtout au sudest du Puerto de la Laborcilla) et servent pour carreler les trottoirs de Concepción del Oro.[2]

Les assises du *Crétacique inférieur, moyen et supérieur* ne montrent guère de différences avec la série de Mazapil-Santa Rosa.

Les *couches à Holcostephanus du Valanginien* sont partout bien développées avec les mêmes caractères pétrographiques et paléontologiques comme à Mazapil. Partout on y trouve des restes d'*Holcostephanus* specifiquement indéterminables (Puerto de la Aurora; versant oriental du Cerro Temeroso; au nordouest et nordest du Cerro de los Tajos; entre Aranzazú et le Puerto 2814 m.) en outre j'y ai recueilli des fragments de *Bochianites*

---

1 Les roches phosphoritiques ne sont pas cantonnées dans le Portlandien, mais paraissent se trouver dans toute la série de la bande kimeridgienne-portlandienne.

2 On emploie en outre pour le carrelage des trottoirs de Concepción des plaques, qui proviennent des couches à Inoceramus (Crétacé supérieur) du Cerro del Tanquecito.

(au nordouest du Cerro Milagro et à l'est du Puerto de la Laborcilla, dans ce dernier point recueilli par mon ami M. l'ingénieur-topographe *J. Vireros-Hidalgo*[1]).

Les masses calcaires, qui recouvrent le Valanginien, peuvent partout être séparées en deux parties: à la base s'observent des calcaires bleuâtres bien lités, en haut des calcaires grisâtres avec gros Silex de forme irrégulière et généralement brun-jaunâtres. Les bancs à gros Silex deviennent en haut de plus en plus jaunâtres, généralement de couleur orange et sont surmontés par les *marnes et calcaires jaunâtres à Parahoplites*. Comme à Mazapil ces dernières couches originent des dépressions dans le terrain (surtout au sudouest du Cerro Pitacoche) et sont toujours un bon horizon d'orientation. Les fossiles ne sont pas si abondants commes dans certains endroits de la Sierra de Santa Rosa, cependant j'y ai pu constater: *Parahoplites* plusieurs formes du groupe du *P. aschiltaensis* Anthula, *Parahoplites cfr. Bergeroni Seunes* et *Parahoplites cfr. Milletianus* D'Orb. (Dépression au sudouest du Cerro Pitacoche, vallée au nordouest de ce Cerro, Camino antiguo de Bonanza dans deux endroits, ravin au nordouest de Concepción del Oro). Souvent s'observent deux séries de couches marneuses et calcaires jaunâtres, séparées par des assises d'un calcaire bleuâtre à bancs de Silex noirs.

Le *Crétacé moyen* est représenté comme à Mazapil par une série très-puissante de calcaires grisâtres avec nombreuses intercalations de Silex noirs. Outre quelques Gasteropodes on y observe partout des Ammonites et surtout des formes déroulées (*Hamites, Ancyloceras, Crio-*

---

1 Je profite de cette occasion pour remercier sincèrement M. *J. Vireros Hidalgo*, pour les fossiles de la Sierra de Concepción ramassés par lui et mis gracieusement à ma disposition.

ceras, Diptychoceras)[1] généralement de très-petite taille, et ces restes, quoique souvent mal conservés et indéterminables, ne sont cependant pas sans importance, parce qu'ils nous aident partout pour déterminer les assises.

Au nord du camino nuevo de Bonanza j'ai découvert à peu près au milieu des assises mésocrétaciques quelques bancs très-fossilifères, qui contiennent des *Schloenbachia du groupe inflata Sow., Schloenbachia cfr. maroimensis White* et plusieurs Ammonites déroulées. Cette assise, qui paraît l'équivalent du *Vraconnien* plus ou moins, doit se retrouver à Camacho (d'après les fossiles envoyés par *M. Carranco;* voir "Sierra de Mazapil" dans ce Livret-guide, p. 16) et à Catorce.

Rappelons enfin *Schloenbachia acutocarinata Shum.* (*Marcou*) *sp.*, que j'ai trouvé au chemin de Mazapil (au versant occidental de la Sierra et à l'ouest du Puerto 2814 m.) et qui a déjà été citée dans mon travail sur Mazapil (l. c. p. 15).

Les *couches à Inoceramus labiatus* du *Turonien inférieur* se trouvent aux deux versants de la Sierra, tant au versant occidental, dans la vallée de Mazapil, qu'au versant oriental, où elles sont assez fossilifères et riches en *Inoceramus labiatus* Schloth. au Cerro del Tanquecito.[2]

Comme à Mazapil ces couches schisteuses sont recouvertes (au nordest de la Sierra de Concepción) par un complexe de schistes brunâtres, d'argiles et de grès verdâtres sans fossiles.

---

1 Le *Diptychoceras* provient de la Sierra de Santa Rosa. Il est très voisin du *D. Forbesianum* Stol. de l'Utaturgroup inférieur.

2 Pour ces Inoceramus je renvoie le lecteur au travail paléontologique de mon collègue. M. *E. Böse* sur la faune de Parras. (Ce travail paraîtra dans le Boletín del Instituto Geológico de México, núm. 26.)

D'après une communication récente, que je dois à la bonté de M. *Böse*, les Inoceramus de la Sierra de Mazapil et Santa Rosa appartiennent également à l'*I. labiatus* et les "Schistes à Inoceramus" de la région de Mazapil peuvent donc être parallélisés également avec le Turonien inférieur.

II. LA MASSE ÉRUPTIVE.

Une masse éruptive considérable s'observe au centre de la Sierra de Concepción del Oro. La roche appartient selon une communication, que nous devons à M. le Prof. *Rosenbusch*, à la famille des *Diorites* et *Porphyrites*. Nous donnerons ci-dessous la communication de M. le Prof. *Rosenbusch* et nous nous bornerons ici de dire, que d'après ces observations se trouvent sur le chemin de Concepción del Oro à Mazapil entre Concepción et El Cobre des Diorites augitiques et des Porphyrites et près d'Aranzazú des Diorites quartzifères, des Diorites à quartz et mica, des Porphyrites dioritiques et des Porphyrites dioritiques quartzifères. La masse dioritique prend leur plus grand développement et atteint les plus grandes hauteurs plus ou moins au centre de la Sierra, où elle s'intercale entre les calcaires à Nérinées. Mais des affleurements isolés de la roche dioritique dans la vallée de Concepción ainsi que la zone de roches jurassico-crétaciques métamorphosées, qui s'observe dans le fond de cette vallée, démontrent, que la masse s'étend ici vers l'est jusqu'au pied oriental de la Sierra sans cependant atteindre dans cette région des hauteurs plus considérables que le niveau de la vallée plus ou moins.

Tout autour de la masse éruptive s'observent des *phénomènes de métamorphisme de contact* dans les sédiments limitrophes, fait, qui prouve d'une manière très-claire la nature *intrusive* de la masse.

Les *phénomènes de contact dans le calcaire à Nérinées* se manifestent clairement au *nord-est de la masse*, le long du chemin de Concepción del Oro à Mazapil entre Concepción et El Cobre. Comme les excursionistes

pourront voir sur ce trajet, le calcaire à Nérinées y est complètement marmorisé sur une zone de contact assez large. Dans plusieurs endroits (voir la carte) ce marbre de contact renferme des minéraux de contact, surtout du *Grenat* et de *l'Idocrase* ainsi que du *Calcite bleuâtre*. Les Grenats forment ça et là de véritables roches ("Granatfels").

Le même chemin nous montre aussi à la limite occidentale de la masse éruptive, près d'Aranzazú, des calcaires à Nérinées complètement marmorisés, par place avec du Grenat.

Une très-belle zone de contact s'observe à la limite australe du massif dioritique, au versant septentrional du Picacho de la Abra et du Picacho de los Angeles. J'ai étudié cette zone surtout au Puerto entre les deux cîmes mentionnées. Là nous voyons le calcaire à Nérinées plus ou moins marmorisé et les intercalations de silex, qu'il contient, transformées en, "Granatfels," offrant souvent de très-jolis cristaux de Grenat. Cette transformation des intercalations et lentilles de Silex dans des roches à grenat ("Granatfels") s'observe partout au contact de la masse dioritique de notre région, aussi bien pour les silex des couches jurassiques que pour ceux des assises infra- et mésocrétaciques.

Dans la masse dioritique se trouvent entre le Cerro Prieto et la mine El Carmen des masses calcaires au milieu même des roches éruptives et complètement entourées de ces dernières (voir la carte). Les phénomènes de contact à la limite de ces masses calcaires relativement peu considérables, sont fort intéressants. Non seulement le calcaire est partout transformé en marbre de contact, mais à la limite même entre ce calcaire et la masse éruptive s'observent des masses de *minerais de*

fer (*Hématite*, *Magnétite*) souvent si considérables, qu'elles forment de petites montagnes de fer (Cerro Prieto). Près du contact s'observent des bandes minces de *Tourmaline* dans la roche dioritique.

Les *couches de la bande kimeridgienne-portlandienne* présentent un aspect très-particulier au voisinage de la masse éruptive. Tant au nord, aux pentes méridionales du Cerro Temeroso, qu'au sud entre Catarrojo et le Puerto Almagre, et à l'ouest entre Aranzazú et le Puerto 2814 m., nous observons ces phénomènes. Dans tous ces endroits les couches de la bande ne sont presque plus à reconnaître. Au lieu de pouvoir distinguer une quantité d'assises, nous voyons seulement deux parties: une à la base de la série, jaunâtre et brunâtre, et formée en plus grande partie par des roches argileuses fortement métamorphosées et une autre partie au sommet, composée de roches calcaires et marneuses et de couches schisteuses à silex, qui présentent une couleur noir foncée étrange, et qui se distinguent aussi généralement par leur pesanteur. Ces roches contiennent du *Graphite* (Graphitite), et leur couleur sombre provient probablement de cette substance.

Il est fort intéressant, que les couches de la bande kimeridgienne-portlandienne contiennent beaucoup de *Turquoises* dans une mine située au contact entre cette bande et la masse éruptive (cette mine, dont je ne connais pas le nom, est située à 200 mètres audessus de Catarroyo (voir la carte). Nous observons donc ici une analogie complète avec l'occurrence des Turquoises de Santa Rosa et la même explication s'impose dans les deux cas (voir l'article "Mazapil" p. 32).

Les *couches infra-et mésocrétaciques* de la vallée de Concepción sont également fort métamorphosées depuis

la terminaison de la masse éruptive principale à l'ouest de Concepción jusqu'au pied oriental de la Sierra. Dans toute cette région s'observent des couches crétaciques fort métamorphosées, souvent des marbres de contact et quelquefois des "Granatfelse." Même les *couches supracrétaciques*, au pied oriental de la Sierra, sont fort métamorphosées dans plusieurs endroits. Sur la carte j'ai essayé d'indiquer la limite externe approximative de la zone métamorphosée.

Au contact de la masse éruptive s'observent presque partout des *filons métallifères* et beaucoup de mines, dont une des plus importantes est la fameuse mine de cuivre d'Aranzazú (voir l'article de notre collègue *M. J. D. Villarello* dans ce Livret-guide), sont des témoins pour la richesse du sol en métaux.[1]

Si de ce qui précède résulte clairement, que la masse éruptive de Concepción del Oro est une masse intrusive, dont l'intrusion a été postérieure au dépôt des couches jurassico-crétaciques métamorphosées de la région, il nous reste à parler ici de la *tectonique* de la masse.

Comme le démontrent les coupes géologiques, cette masse doit être considérée comme un "Stock" car à leur limite elle coupe dans beaucoup d'endroits les couches des calcaires à Nérinées et de la bande kimeridgienne-portlandienne presque à angle droit. Ces calcaires forment un toit fortement métamorphosé sur la masse éruptive tant au sud (entre le Puerto del Almagre et el Picacho de los Angeles, profil IV), qu'au nord (entre Concepción et El Cobre, profil II) de la région. Près d'Aranzazú la nature tectonique de la masse est moins évidente, car la stratification des couches jurassiques li-

1 Les principales mines sont indiquées sur la carte.

mitrophes y est presque parallèle avec la limite de la masse éruptive.

REMARQUES DE M. LE PROF. H. ROSENBUSCH SUR QUELQUES ROCHES ÉRUPTIVES DE LA RÉGION.

(Je reproduis la communication de M. le Prof. *Rosenbusch* verbalement, en allemand, pour éviter des confusions.)

Probe 1. vom Ostrand der Masse, Weg zwischen Concepción del Oro und El Cobre. Grössere Plagioklastafeln, deren Kerne die Mischung Ab.40 An.60 darstellen, sind umrandet von Andesin, Ab.63 An.37 worauf nochmals Labrador und Andesinschalen folgen. Diese Feldspate und grössere Diopsidsäulen liegen in einem feinkörnigen Gemenge von saurem Labrador, Diopsidkörnern, etwas Orthoklas und Magnetit. Vereinzelt fand sich ein kleiner Einschluss von Granatfels, der wohl aus einem Kalkeinschluss hervorgieng. Das Gestein ist ein *porphyrartiger Augitdiorit.*

Probe 2. von derselben Localität wie Probe 1. Diese Probe weicht von der vorher beschriebenen durch höhern Gehalt von Orthoklas und eine kleine Beimischung von bräunlichgrüner Hornblende sowie etwas Quarz ab, dürfte aber doch für identisch mit dem ersten angesehen werden. Die Verwitterung der Plagioklase erlaubt keine genauere Bestimmung. Zwischen dem ersten Schliff und dem zweiten besteht etwa dasselbe Verhältniss wie zwischen Probe 1 und 2 vom Cajón de San José, Mazapil (siehe Artikel: "Sierra de Mazapil et Santa Rosa," dieser guide, p. 28).

Probe 3. Oestlich von El Cobre. Diese Probe ist nicht mehr zu bestimmen, war aber ursprünglich sicher ein

quarzfreier Porphyrit von wahrscheinlich pilotaxitischer Structur.

Probe 4. von Aranzazú. Die Probe ist ein *Quarzdiorit* mit grösseren Labradoriten in einem feinkörnigen Gemenge von Plagioklas, Quarz, etwas Orthoklas, Titanit und Erz. Der sehr spärliche dunkle Gemengtheil ist ein hellgrüner Amphibol.

Probe 5. von Aranzazú. Die Probe ist ein an dunkeln Gemengtheilen sehr armer *Quarzdioritporphyrit* mit Einsprenglingen von Andesin.

Probe 6. von Aranzazú. Die Probe ist *Dioritporphyrit.* In sehr feinkörniger, nicht mehr genau bestimmbarer Grundmasse liegen viel Einsprenglinge von fast farblosem Amphibol. Keine Feldspateinsprenglinge. Arg verwittert. Viel Calcit.

Probe 7. von Aranzazú. Die Probe ist ein *Quarzglimmerdiorit.* Saurer Labrador, Biotit und Quarz liegen in einem feinkörnigen Gemenge von Labradorit und Quarz. Die porphyrische Structur ist wenig ausgesprochen.

Ueber einige *Gesteine*, welche grösstentheils in Form isolirter gangartiger Vorkomnisse *im Osten der Hauptmasse* auftreten und mit dieser jedenfalls zusammenhängen, theilt mir mein College Dr. *P. Waitz* gütigst folgendes mit:

Probe von San Ignacio. Hat dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie die Hauptmasse, nur herrscht der Augit mehr vor, während Quarz mehr zurücktritt. Die Structur ist ausgesprochener porphyrisch.

Probe vom Hügel westlich Concepción del Oro (gangartiges Vorkommen). Dasselbe Gestein wie die Probe von San Ignacio.

Probe vom Ostfuss des Cerro del Banco (isolirtes Vorkommen).

Auch in diesem ausgesprochen porphyrischen Gestein, herrscht dieselbe mineralogische Zusammensetzung. Zersetzter Augit nicht so vorherrschend wie im Gestein von San Ignacio, Quarz dagegen etwas mehr. Biotit spärlich wie im Gestein von San Ignacio.

Probe vom Cerro Pitacoche (isolirtes, gangartiges Vorkommen).

Porphyrisches Gestein etwas verschieden von den bereits erwähnten. Einsprenglinge von Orthoklas vollständig durchwachsen von Quarz ("Quartz vermiculé). Grundmasse-Feldspate in Leisten und als unregelmässige Körner, welche durch eine mikrofelsitische Basis verbunden sind.

III. TECTONIQUE.

(Voir Carte 1 : 25.000 et Profils.)

Dans ce chapitre j' exposerai d'abord les faits observés pour essayer à la fin d'en donner une explication.

Si nous faisons abstraction de la masse dioritique intrusive nous pouvons distinguer de l'est à l'ouest de notre région trois éléments tectoniques différents.

1. Le premier élément s'observe au nordest, entre le bord oriental de la Sierrra et une ligne, qui passe aux pentes australes de la vallée de Concepción depuis Puerto Almagre par les pentes du Cerro de los Tajos, le pied occidental du Cérro de la Cruz jusqu'à Concepción pour suivre de là les pentes septentrionales de la vallée passant au sud du Cerro del Milagro et plus haut au nordest du Cerro del Temeroso. Dans la région ainsi limitée affleure toute la série d'assises suprajurassiques et crétaciques depuis le calcaire à Nérinées jusqu'aux grès et schistes, qui surmontent le Turonien inférieur. Les cou-

ches de cette série sont faiblement inclinées vers le sud-ouest, même en partie presque horizontales et superposées dans l'ordre inverse, car les assises plus anciennes (calcaires à Nérinées affleurent au sommet de la série (cîme du Cerro del Milagro, cîme du Cerro de los Tajos), tandis que les couches plus modernes (schistes à Inoceramus labiatus) s'observent à la base de la série, au bord oriental de la Sierra (Cerro del Tanquecito; au nordest du Cerro del Banco).

L'âge des différentes assises de cette série inverse est prouvé par des fossiles, qui, si bien ils se trouvent souvent dans un mauvais état de conservation, suffisent cependant pour fixer l'ordre chronologique des couches. Ainsi des *Nérinées* se trouvent en grande quantité au Cerro de los Tajos, surtout à l'est du Puerto del Almagre, et d'autre part au Cerro del Milagro et sur la crête entre ce Cerro et le Cerro Temeroso. La bande kimeridgienne-portlandienne, qui affleure à la base du calcaire à Nérinées (par suite de l'inversion des couches), m'a fourni beaucoup de fossiles tant aux environs du Puerto de la Laborcilla (*Perisphinctes aff. cyclodorsatus* Moesch., *Perisphinctes cfr. Richteri* Oppel. *Hoplites du groupe Calisto* D'Orb.) qu'au-dessous de la cîme du Cerro Milagro (*Haploceras fialar* Oppel sp., H. diverses *espèces, Vermetus Cornejoi* del Castillo et Aguilera, *Aspidoceras* sp.).

Les couches à Holcostephanus du Valanginien quoique moins fossilifères qu'autre part, contenaient cependant des fragments de *Bochianites* et *Holcostephanus* au nordest du Puerto de la Laborcilla, des fragments d'*Holcostephanus* à l'est et au nordouest du Cerro del Milagro. Les couches à Parahoplites contiennent des restes de ce genre tant au vieux chemin de Bonanza que dans le val-

lon au sudouest des Cerros de Pitacoche et de la Carbonera. Les calcaires mésocrétaciques sont très-riches en petites Ammonites déroulées tant au Cerro Pitacoche comme aux environs du Cerro del Banco, et au nordouest de ce dernier affleurent des couches, qui m'ont fourni des *Schloenbachia du groupe inflata* Sow. Enfin, dans les schistes au bord de la Sierra, aux environs du Cerro Tanquecito, on recueille beaucoup d'*Inoceramus labiatus* Schloth.

Par ces fossiles il est clairement prouvé, que toute la série de couches jurassico-crétaciques, que nous venons d'étudier, est inverse. Les profils nous démontrent, que dans cette série en général faiblement inclinée vers le sudouest il y a cependant certaines irrégularités de plongement et quelques plissements secondaires.

2. De loin déjà, depuis Concepción del Oro, on peut voir, que le Cañón et Puerto del Almagre entre le Cerro de los Tajos au nordest et le Picacho de la Abra au sudouest marque une ligne tectonique de première importance. (voir Profil IV.)

Tandis que la partie supérieure du Cerro de los Tajos présente les couches faiblement inclinées même presque horizontales de la série inverse, que nous venons d'étudier (calcaire à Nérinées), on voit des couches verticales de la bande kimeridgienne-portlandienne monter par le Cañón del Almagre. Entre ces couches verticales et la série horizontale du Cerro de los Tajos doit donc exister une dislocation importante. On arrive à la même conclusion, quand on étudie la pente septentrionale du Cerro de los Tajos. On est vraiment surpris de trouver à la base de ce Cerro (entre le Polvorín et la mine "Los diamantes,") des couches presque verticales du Crétacé inférieur et moyen (le dernier avec fossiles caractéristi-

ques: *Ancyloceras, Hamites*), tandis qu'il suffit de monter quelques pas aux pentes du Cerro pour voir affleurer au-dessus la série inverse à peu près horizontale de couches jurassiques et infracrétaciques. Nous constatons donc aux pentes australes de la vallée de Concepción, à l'ouest de la série inverse faiblement inclinée, un second complexe de couches jurassico-crétaciques, cette fois ci cependant fortement incliné, presque vertical. Cette seconde série d'assises commence à l'est avec le Crétacique moyen, dont nous venons de citer des fossiles, montre ensuite vers l'ouest successivement les assises du Crétacique inférieur (Calcaires à gros silex audessus du Polvorín), de la bande kimeridgienne-portlandienne (au Cañón del Almagre: *Idoceras* sp., *Haploceras, Vermetus Cornejoi* del Castillo et Aguilera) et du calcaire à Nérinées (au Picacho de la Abra avec *Nérinées* et un banc de *Coraux*).

Que les deux séries sont séparées par une faille est clairement prouvé par les phénomènes au contact des deux complexes. On y observe non seulement une différence complète de plongement des deux séries, mais en plusieurs endroits des roches altérées accompagnées de brèches de friction et dans le Cañón del Almagre des écailles ("Schollen") entraînées par le mouvement tectonique.

Pour comprendre ces écailles intéressantes, que nous allons étudier avec quelques mots, il faut d'abord se rendre compte, que la série verticale (élément tectonique 2), a été soulevée par suite des mouvements le long de la fracture, tandis que la partie inverse (élément tectonique 1) est restée plus basse.

Nous avons déjà cité la bande kimeridgienne-portlandienne verticale du Cañón et du Puerto del Almagre et

nous avons vu qu'elle appartient à la série verticale. Il est maintenant fort intéressant, qu'on trouve dans la partie orientale de ce Cañón et Puerto quelques écailles isolées de couches kimeridgiennes, qui ne peuvent pas faire partie de la bande citée, parcequ'elles sont composées de couches kimeridgiennes, qui sont en contact anormal avec les couches kimeridgiennes-portlandiennes de la bande et montrent un plongement différent, moins vertical, que celles-ci. Une de ces écailles, à l'est du Puerto del Almagre, m'a fourni les plus jolis fossiles de la région (*Haploceras lunula n. sp., H. pliciferum n. sp. H. almagrense n. sp., H. fialar Oppel sp., Idoceras sp.. Aspidoceras,* diverses espèces). Ces écailles représentent des restes de la bande de la série inverse du Cerro de los Tajos, qui ont été entraînées en haut le long de la fracture par suite du mouvement ascendant de la série verticale.

Des phénomènes complètement analogues s'observent aux pentes septentrionales de la vallée de Concepción. Quand on jette un regard vers ces pentes depuis les cîmes de l'autre côté de la vallée (Picacho Abra etc.) on aperçoit tout-de-suite, que la série d'assises jurassico-crétaciques entre le Cerro Temeroso et le Camino de la Aurora décrit un grand pli en forme de C, dont les couches en grande partie verticales contrastent d'une manière frappante avec les assises peu inclinées de la série inverse, qui suivent vers l'est. (voir profils I et II.) Quand on étudie alors les pentes septentrionales de la vallée en détail on s'aperçoit facilement, que dans le pli en forme de C se répètent toutes les couches jurassico-crétaciques de la série inverse. Seulement ici les couches sont plutôt verticales et la série a été soulevée, car nous voyons au contact des deux complexes toujours des assises plus

modernes dans la série du sudouest, plus anciennes au contraire dans la série inverse du nordest. (voir plan et profils). L'âge de la série, qui forme le C, peut être fixé d'une manière satisfaisante: Les calcaires à *Nérinées* contiennent au-dessous de la cîme du Temeroso un banc pétri de ces fossiles, la bande kimeridgienne-portlandienne, à la base de la paroi rocheuse du Temeroso, contient plusieurs fossiles caractéristiques: *Perisphinctes aff. cyclodorsatus Moesch* sp., *Haploceras Fialar Oppel* sp., *Haploceras plusieurs espèces, Vermetus Cornejoi Castillo et Aguilera*, etc. (voir le Profil détaillé, p. 3). Vers l'est suivent les couches du Valanginien avec des restes d'*Holcostephanus*, les calcaires à gros silex si caractéristiques, la bande de marnes jaunâtres avec des *Parahoplites* et enfin les calcaires mésocrétaciques pétris d'*Ammonites déroulées* et de *Gastropodes*. Il est donc évident, qu'ici aussi nous avons une série plissée en forme de C, relativement soulevée à l'ouest et une série inverse, plus basse des mêmes couches à l'est. Entre les deux doit alors passer la continuation de la grande fracture, que nous avons déjà étudié aux pentes méridionales de la vallée de Concepción. En effet nous pouvons suivre la ligne de la faille depuis Concepción del Oro jusqu'au Cerro Temeroso. Elle se manifeste clairement dans le vallon entre le chemin de la Aurora et un Cerro à l'est du Cerro del Milagro, où des couches méso-crétaciques verticales du complexe occidental s'observent très-près des calcaires à silex de la série inverse orientale, qui sont faiblement inclinées vers le sudouest. Plus haut, aux pentes australes du Cerro mentionné et du Cerro del Milagro, on peut suivre le contact anormal d'abord entre la bande kimeridgienne-portlandienne et les calcaires à Nérinées de la série orientale et les calcai-

res méso-crétaciques de l'autre série, ensuite plus haut entre les calcaires basales du Crétacique par place fortement brécheux d'une part et les couches jaunâtres et calcaires bleuâtres à Silex des couches à Parahoplites de l'autre (le long d'un sentier). Encore plus haut, dans la dépression entre le Cerro Azul et le Cerro Milagro, près d'une mine abandonnée, s'observe la faille d'une manière particulièrement nette, car on y voit le contact anormal immédiat entre les calcaires massifs á Nérinées de couleur foncée et les calcaires parfaitement stratifiés, bleuâtres à gros silex du Crétacique inférieur et constate entre les deux une zone altérée, composée de véritables brèches de friction. Enfin, au nordest du Cerro Temeroso, la faille se manifeste par la terminaison brusque de la bande kimeridgienne-portlandienne, qui est en contact anormal avec les calcaires à Nérinées.

De ce, qui précède, résulte clairement, que la grande faille, qui sépare dans notre région la série jurassico-crétacique inverse de l'est de la série verticale ou plissée en forme de C du centre de la Sierra, se manifeste dans toute la région d'études, et que le long de cette fracture a toujours été soulevé le complexe situé à l'ouest de la faille, tandis que la série inverse à l'Est, est restée plus basse.

Rappelons encore que ce mouvement ne s'est pas traduit par une dislocation unique dans la région au nord de la vallée de Concepción, mais qu'ici se sont produites plusieurs failles secondaires, par lesquelles la série inverse a été morcellée en gradins aux environs du Cerro del Milagro. Les écailles, qui se formèrent ainsi, ont été entraînées de plus en plus haut à mesure qu'elles se trouvèrent situées plus à l'ouest, par suite du mouvement ascendant le long de la faille. (voir carte et profil I.)

3. Le troisième élément tectonique de la Sierra s'ob-

serve à l'ouest de la masse éruptive entre Aranzazú et la vallée de Mazapil. On y observe une série normale de couches jurassico-crétaciques presque verticales ou inclinées vers le sudouest. Au-dessus des calcaires à Nérinées, marmorisés par le contact éruptif à Aranzazú et sans fossiles, s'observent des couches d'abord jaunâtres, ensuite noirs avec du graphite, fort métamorphosées. Des roches phosphoritiques et des restes de fossiles *(Cucullaea phosphoritica* nob., *Ammonites)* nous prouvent, que ces couches représentent la bande kimeridgiene-portlandienne, qui est ici fort alterée au contact de la masse dioritique. Suivent vers l'ouest: des calcaires clairs grisâtres et jaunâtres, dans lesquels j'ai pu trouver un fragment d'*Holcostephanus.* (Valanginien); des calcaires bleuâtres et des calcaires à gros silex (affleurant au Puerto 2814 m. et ses environs); des couches jaunâtres marneuses et calcaires sans fossiles, mais par leurs caractères et position stratigraphique l'équivalent des couches à Parahoplites; des calcaires à Silex noirs du Crétacé moyen, contenant beaucoup d'Ammonites déroulées *(Hamites)* et *Schloenbachia acutocarinata (Shum.) Marcou* sp., enfin, au pied occidental de la Sierra, les schistes supracrétaciques avec des restes d'*Inoceramus*.

*
* *

Nous avons constaté, que la Sierra de Concepción del Oro se compose des éléments suivants. A l'est affleure une série inverse d'assises jurassico-crétaciques. Au centre suit, séparée de la série inverse par une faille considérable, une seconde série des mêmes assises, qui a été soulevée le long de la faille. Les couches de cette seconde

série sont généralement verticales et décrivent un recourbement en forme de C. Vers l'ouest s'observe ensuite la grande masse intrusive dioritique. Enfin, au bord occidental de la Sierra, affleure une série jurassico-crétacique normale, qui plonge vers le sudouest.

Si nous faisons abstraction de la masse intrusive et si nous éliminons dans notre imagination pour un instant la grande fracture en baissant les couches de la série recourbée en C jusqu'à ce qu'elles se trouvent au même niveau et en continuation avec les couches correspondantes de la série inverse, nous voyons clairement, que la tectonique de la Sierra nous montre la partie basale d'une voûte couchée vers le nordest. (voir fig. schématique 1 de la Planche.) En effet la série inverse de l'Est n'est alors autre chose que le flanc moyen inverse de la voûte couchée, la partie plissée en forme de C, représente à leur tour le recourbement du synclinal, qui suit à l'Est de la voûte, et la série normale de l'Ouest est le flanc normal de la voûte (voir fig. schématique 1).

En réalité cependant cette structure a été modifiée (voir fig. schématique 2). D'abord les parties supérieures de ce pli anticlinal ont été enlevées par l'érosion. Ensuite une intrusion formidable d'un massif dioritique a eu lieu et a modifié la tectonique. Par une grande faille la voûte a été brisée en deux complexes, dont celui, qui s'est trouvé à la limite de la masse dioritique, a été fortement soulevé.

Je ne doute pas, que cette faille et ce soulèvement aient été causés par l'intrusion même, car non seulement c'était justement la portion du pli voisine de la masse intrusive, qui a été levée, mais il y a encore plus: on constate un parallélisme presque complet entre la limite orientale de la masse intrusive et la grande fracture.

(voir la carte.) Pour moi *le magma a été très-actif lors de la formation de la Sierra de Concepción!*

Ainsi nous observons aussi dans cette région comme à Santa Rosa (comp. ce Livret-guide, article "Sierra de Mazapil et Santa Rosa" p. 34-36) des faits, qui peuvent être invoqués en faveur de l'opinion, qui attribue au magma un rôle actif lors de la formation des montagnes. Sans pouvoir citer ici toute la littérature sur ces questions je mentionnerai cependant les travaux de *Gilbert. Branco, Salomon, Fraas* et *Löwl.* Ce sont principalement ces auteurs, qui ont déjà combattu le dogme du rôle absolument passif du magma. (Comp. aussi mon travail intitulé: "Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter," Geognostische Jahreshefte 1904, 17 Jahrg. München 1905; et l'article sur le "Cerro de Muleros" par *E. Böse* dans ce Livret-guide).

PROGRAMME DE L'EXCURSION.

Un jour. A pied ou à cheval de Concepción del Oro à Mazapil sur le chemin, qui passe par Aranzazú. (Les personnes, qui traversent la Sierra à pied auront des voitures à leur disposition depuis le pied occidental de la Sierra jusqu'à Mazapil.)

Coup d'œil général de la Tectonique de la Sierra depuis la colline à l'ouest de Concepción. Sur le chemin de Concepción par El Cobre jusqu'à Aranzazú; en route limite entre la masse intrusive et les calcaires à Nérinées. Phénomènes de contact. Marmorisation du Calcaire, minéraux de contact (Grenat, Idocrase, Calcite bleu). Traversée de la masse dioritique. D'Aranzazú sur le chemin jusqu'à la vallée de Mazapil. Série jurassique et crétacique du flanc normal de la voûte. (voir p. 22.)


UNIV. OF MICH.

XXV

(EXCURSION DU NORD).



LE MINÉRAL D'ARANZAZÚ

(ETAT DE ZACATECAS)

PAR

J. D. VILLARELLO,

LE MINERAL D'ARANZAZU.

Etat de Zacatecas.

PAR JUAN D. VILLARELLO, Ingénieur des Mines.

SITUATION.

La Ville de Mazapil, centre administratif de la Municipalité et de la Circonscription du même nom, Etat de Zacatecas, est située par 24° 23′ 0″ de latitude Nord et 2° 40′ 27″ 20 de longitude Ouest de Mexico. Autour de Mazapil, et à des distances qui varient de 16 à 20 km., se trouvent différents centres miniers ou "Minerales," comme on les appelle dans le pays: au NO., El Potrero, dans la Chaîne qui s'étend de Cedros à Albarradón; au N., San Pedro de Ocampo, dans les montagnes de Zuluaga; au S.S.E., Santa Rosa; au S.E., Aranzazú et Concepción del Oro; et enfin, à l'E., Albarradón et Bonanza. Dans la présente notice, je ne m'occuperai que du Minéral d'Aranzazú.

Le Minéral d'Aranzazú, connu, autrefois, sous le nom d'"El Cobre," est situé à 4 km. à l'Ouest de Concepción del Oro, et à 570 m. au dessus de cette localité, c'est à dire 2,640 m. au dessus du niveau de la mer.

Concepción del Oro est la gare terminale du chemin de fer "Coahuila y Zacatecas;" et, de là au Mineral d'Aranzazú, existe un chemin muletier, qui présente, par places, de fortes pentes.

DONNÉES HISTORIQUES.

Les centres miniers mentionnés ci-dessus ont été exploités dès le XVIème. siècle; ils sont au nombre des plus anciens de l'Etat de Zacatecas, et ont produit plus de vingt six millions de pesos en cent cinquante ans. Après avoir donné aux conquérants du pays d'énormes bénéfices, suivant une tradition que rendent probable la profondeur et le développement des travaux dans les mines anciennes, et, principalement, dans celles de San Eligio et d'Albarradón, l'exploitation fut interrompue, au XIXème. siècle, par la guerre d'Indépendance.

En 1883, la décadence des centres miniers ci-dessus était complète; les mines anciennes étaient, pour ainsi dire, abandonnées, et les nouvelles n'étaient travaillées que sur une petite échelle, et à une faible profondeur.

Le Mineral d'Aranzazú n'attira pas particulièrement l'attention des Espagnols, qui s'occupèrent, surtout, de l'exploitation des gisements d'argent et n'entreprirent de travaux que dans la mine d'"El Guaje," la plus ancienne d'Aranzazú, et dans le seul but de faire du "Magistral" (sulfate de cuivre et de fer), substance qui s'emploie dans le procédé métalurgique d'extraction de l'argent connu sous le nom de "Beneficio de Patio." Depuis lors, mais toujours sur une petite échelle, fut commencée l'exploitation de la mine d'"El Placer." La veine connue sous ce nom est aurifère, à son affleurement, et, en conséquence de la désagrégation de cet affleurement, et, de l'érosion, une certain quantité d'or se concentra plus bas, dans le lit d'un ruisseau et au pied de la montagne, ce qui fit croire, à ce moment, qu'il existait, en ce lieu, un "placer" d'or d'une grande importance indus-

trielle; de là, la désignation donnée à la veine, et l'origine de l'exploitation, dans cette veine, de la mine qui en a pris le nom.

En 1890, fut commencée la galerie générale,—ou tunnel,— d'Aranzazú, qui est située presque au contact du calcaire avec la roche eruptive, classée comme monzonite quartzifère.

Plus tard, les mines en voie d'exploitation et plusieurs autres fonds miniers furent achetés par la compagnie dite "Mazapil Copper Co. Ld.," qui, pourvue d'un capital suffisant et d'une direction technique des plus compétentes, commença les travaux, sur une grande échelle, avec économie, et en employant les procédés les plus modernes et les mieux adaptés à ce genre d'industrie. Elle construisit aussi le chemin de fer de "Coahuila y Zacatecas," qui va de Saltillo à Concepción del Oro, et qui était indispensable au succès de l'exploitation de ces centres miniers,—jusqu'alors dépourvus de voies suffisantes de communication; installa des machines électriques, pour l'extraction des minerais et l'épuisement des eaux; plaça un cable aérien automoteur, pour effectuer les transports d'Aranzazú à Concepción del Oro; construisit, dans cette localité, une fonderie, pour le traitement métallurgique des minerais cuivreux; ouvre, actuellement, un grand tunnel, qui atteindra une longueur de 1300 mètres et une profondeur de 300 m. au dessous de la galerie d'Aranzazú; et, comme résultat de ses actifs labeurs, elle extrait, aujourd'hui, plus de six mille tonnes de minerai de cuivre, par mois, avec un succès commercial vraiment extraordinaire.

Il y a peu d'années que la compagnie a pris posession de ses mines, et, malgré toute son activité, on peut dire qu'elle commence à peine à explorer la région: ses ex-

cavations sont nouvelles, peu profondes, et, fréquemment, les travaux de recherches découvrent de nouvelles cheminées de mineral de cuivre argentifère, contenant de l'or. Plus tard, quand ce district sera plus exploité, quand les mines auront atteint une plus grande profondeur, le Minéral d'Aranzazú est appelé, à mon avis, à devenir l'un des plus productifs, des plus intéressants et des plus remarquables du Mexique.

TOPOGRAPHIE.

La plaine dite de Rocamonte, située au NE. de Concepción del Oro, s'étend du NW. au SE., et est limitée, à l'Est, par la Sierra de Guadalupe Garcerona. De cette plaine, le terrain s'élève dans la direction de l'Ouest, de Concepción del Oro, à la Sierra del Cobre; cette chaine est coupée par la "barranca" de ce même nom, qui descend du Mineral de Aranzazú vers Concepción del Oro. Au NE. et au SE. de cette localité, on aperçoit des éminences, assez élevées, comme El Temeroso Chico, au NE.; El Vigía, à l'E.; et, au SE., le pic, à parois verticales, connu sous le nom de la Cruz. L'ensemble de ces hauteurs forme un fer à cheval, à côtes raides, à versants fortement inclinées, qui servent d'échelon pour atteindre un autre fer à cheval, situé plus à l'Est, et dans lequel est le Minéral d'Aranzazú.

En remontant la "barranca" dite d'"El Cobre," et à une hauteur de 570 m. au dessus de Concepción del Oro, se trouve la vallée, en fer à cheval, d'Aranzazú, limitée: au Nord, par les montagnes qui unissent El Temeroso Chico avec El Temeroso Grande; au couchant, par les montagnes d'El Guaje, San Carlos et Cerro Prieto; et, au Sud, par les montagnes d'El Hundido, dont le

versant descend, au Sud, à la plaine qui conduit à Mazapil.

Le vallonnement général du terrain suit deux directions dominantes, qui sont E.-W. et N.W.-S.E. de l'Ouest à l'Est, descend la Baranca del Cobre, qui va d'Aranzazú à Concepción del Oro; et, du N.W. au S.E., courent les eaux de la Barranca de los Capulines, de San Marcos à San Juan, au couchant du Cerro Prieto et du Cerro del Guaje.

C'est aussi du N.W. au S.E. que se dirige la "barranca" qui passe au Nord de ces dernières montagnes, pour aller s'unir, au Sud du Temeroso Chico, avec celle qui descend d'Aranzazú à Concepción del Oro.

La direction générale de la Sierra del Cobre est N.W.-S.E.; elle est limitée par des plaines, à l'Est comme à l'Ouest: à l'Est, par celle de Rocamonte, et à l'Ouest, par celle qui va vers Mazapil.

La Sierra del Cobre est presque entièrement dépourvue de végétation; ses flancs sont, en général, fortement inclinés, et les couleurs des différentes roches de la région forment, entre elles, des contrastes tranchés.

GÉOLOGIE GÉNÉRAL.

Dans la Sierra del Cobre, on trouve des roches sédimentaires jurassiques et crétacées, et une roche ignée intrusive.

Les roches sédimentaires et en stratification concordante, succèdent, de bas en haut, dans l'ordre suivant: En bas, existent des couches épaisses d'un calcaire compacte, gris,—qui devient cristallin, ou grenu, et blanc, dans les environs de son contact avec la roche intrusive, dont nous parlerons plus loin. Sur ces bancs épais re-

posent des couches minces d'un calcaire compacte, gris, renfermant des nodules de silex, lequel forme aussi des rubans intercalés dans le calcaire. Par dessus, viennent des schistes argileux, noirs, dont l'affleurement, parfaitement reconnaissable à sa couleur, constitue une bande de plusieurs mètres de large, et assez longue, coupée transversalement par la "barranca" qui descend du col appelé El Descanso au tunnel d'Aranzazú, avec une direction S.N. Enfin, sur ces schistes, existent des couches minces de calcaire argileux, de couleur grise.

Dans la Sierra del Cobre, les calcaires et les schistes argileux sont pauvres en fossiles; mais l'étude stratigraphique que le Dr. Burckhardt a faite des montagnes de Mazapil et de Santa Rosa permet d'affirmer que, à Aranzazú, les schistes argileux noirs et les calcaires inférieurs sont jurassiques, et que les calcaires qui s'étendent sur les dits schistes, appartiennent au crétacé.

Les bancs de calcaire, ainsi que les schistes argileux, ont des directions qui varient de 20° à 40° N.W., et leur plongement est, partout, S.W., avec une inclinaison de 50° à 70°.

Les roches sédimentaires, mentionnées ci dessus, s'étendent de Concepción del Oro à Albarradón, Mazapil, Santa Rosa, et autres centres miniers, déjà nommés, en passant par Aranzazú, avec des interruptions dûes aux affleurements de la roche intrusive.

Dans le voisinage du contact des roches sédimentaires avec l'intrusive, les premières sont métamorphisées: Dans certains endroits, on observe simplement une recristallisation des calcaires, sans changement de composition chimique,—métamorphisme connu sous le nom de "marmorose." Dans d'autres, le métamorphisme n'est pas dû à la chaleur seulement, mais aussi à l'action de

l'eau, qui, à l'état de vapeur surtout, s'est séparée du magma, pendant son refroidissement et sa solidification; dans ces derniers points, il s'est, alors, produit une silicatation des calcaires, c'est à dire un enrichissement en silice combinée. Parmi les silicates, caractéristiques du métamorphisme de contact, on trouve à Aranzazú, le grenat et la trémolite, dans le calcaire métamorphique, et comme gangue des minéraux qui se trouvent dans la zone de métamorphisme. La largeur de cette zone, à partir du contact, est variable; et, dans ses limites, les plans stratigraphiques des calcaires ont été fréquemment effacés par l'intensité du métamorphisme.

La roche intrusive dont nous avons parlé à plusieurs reprises, a été classée par M. E. Ordóñez comme monzonite quartzifère. Sa composition chimique et sa texture ne sont pas uniformes, dans toute sa masse: suivant les conditions dans lesquelles s'est effectué le refroidissement, la texture de la roche varie, au point qu'elle passe à la porphyrite; et, d'autre part, aussi, la proportion de silice change, d'un point à un autre.

La monzonite quartzifère a produit des affleurements qui, des environs de Concepción del Oro, vont dans la direction d'Aranzazú, jusqu'aux Cerros del Hundido y del Guaje, en passant par le versant N. de la montagne de La Cruz et par la montagne de La Vigía; on la voit aussi près d'Albarradón; elle apparaît, enfin, sous forme de laccolithe, à Santa Rosa, dans le voisinage des mines du même nom.

La roche intrusive ci dessus coupe les roches sédimentaires jurassiques, ainsi que les crétacées; aussi peut-on dire que notre monzonite est tertiaire, et, probablement, paléogène.

Ces roches sont traversées par un système de frac-

tures conjuguées, exokinétiques et de pression, dont la direction moyenne est 80° N.E.; le plongement varie de 70° à 80° S., dans les environs de la mine d'Aranzazú: il est N., dans les mines de San Carlos et San Juan. Ces lithoclases, de peu de largeur, et sans délogement notable des épontes, se réunissent, pour former des zones de diaclases, et sans produire de dislocation du terrain.

Ces diaclases, contemporaines, probablement, de l'intrusion de la monzonite, jouèrent un rôle important dans la minéralization de la zone de métamorphisme de contact, et sont, aujourd'hui, des guides précieux pour diriger les travaux d'exploration minière.

Dans la monzonite, existent des fractures, dûes au retrait de la roche par refroidissement, et quelques-unes de ces fractures sont minéralisées, d'une minéralisation semblable à celle que l'on rencontre dans les gisements encastrés dans les calcaires de région.

Il résulte de ce qui précède que le mouvement du terrain à Aranzazú, a commencé au début du Tertiaire; dès lors, s'est établi le régime continental, dans cette région, puisqu'on n'y voit pas de sédiments postérieurs au crétacé, sauf, dans les dépressions où l'on peut recontrer des accumulations de détritus de roches voisines, dûes à l'érosion. Les actions tectoniques qui ont produit le plissement du terrain, combinées avec les pressions latérales, fracturèrent aussi les calcaires jurassiques et crétacés, qui, en stratification concordante, forment, à Aranzazú, le flanc d'un anticlinal, dont la direction est de 35° N.W., et le plongement S.W. Les roches sédimentaires furent coupées par la monzonite tertiaire, et métamorphisées, dans le voisinage de leur contact avec elle, par "marmorose" et aussi par "silicatation." Pendant le refroidissement et la solidification de ce magma intru-

sif, se formèrent des dépôts minéraux, dans la zone de métamorphisme de contact, et cette action minéralisatrice continua encore après la solidification et la fissuration de la partie supérieure de la roche intrusive: on y voit, en effet, comme je l'ai déjà dit, des fractures minéralisées, dont le remplissage métalique est semblable à celui des gisements que l'on trouve dans la zone de métamorphisme des calcaires de la région.

MINÉRAUX.

Les minéraux que l'on rencontre dans les gisements d'Aranzazú sont les suivants:

Minéraux qui appartiennent à la différentiation primaire du remplissage métallifère: Chalcopyrite, pyrite cubique de fer, tétrahédrite, et en petite quantité, blende et galène; et, comme gangue: calcite, grenat, et, en petite quantité, trémolite et quartz.

Minéraux formés pendant la différentiation secondaire du remplissage métallifère: hématite, malachite, azurite, bornite, chalcocite, cuprite, chrysocole; et, en petite quantité, cuivre, argent et or natifs.

DESCRIPTION DES MINES.

La compagnie incorporée sous le nom de "Mazapil Copper Co. Ld." exploite plusieurs mines, dans le Minéral d'Aranzazú, parmi lesquelles, nous citerons les suivantes: Socavón General d'Aranzazú, San Carlos, Placer, San Antonio de Abajo, San Antonio de Arriba, San Juan, Hundido, Jaime, La Jabonera, El Guaje y Las Catas de San Andrés. De ces mines, les quatre premières et San Juan sont les plus intéressantes, tant par

les travaux qui y ont été effectués que par les dépôts cuprifères qu'on y a découverts; quant aux autres, ce sont de simples fouilles anciennes, sans profondeur, déjà, presque toutes, mises en communication avec les cinq mines que nous venons d'énumérer.

SOCAVÓN GENERAL D'ARANZAZÚ.

L'entrée de cette mine est percée dans de la monzonite, alterée par des actions superficielles; à une douzaine de mètres, on rencontre le calcaire métamorphisé par le contact de la roche intrusive. Le tunnel va, d'abord, vers le Sud; traverse les calcaires métamorphiques; mais sans s'éloigner beaucoup du contact des deux roches. A 104 m. de la entrée du tunnel, se trouve le puits vertical núm. 1, qui a 120 m. de profondeur; à 168 m.,—comptés toujours à partir de l'entrée,—le tunnel tourne vers le S.E., et, à 80 m., sur cette nouvelle direction, on rencontre le puits vertical, núm. 2, appelé El Chaleco, dont la profondeur est de 98 m. Au delà de ce puits, le tunnel va toujours vers le S.E.; puis, il prend une direction presque N.S., retourne au S.E., et, à 28 m. du puits núm. 2, vient le puits vertical désigné sous le nom de N.° 3, profond de 44 m., et dans lequel se termine le tunnel d'Aranzazú. Son développement total est de 456 m. Il est, presque en totalité, creusé dans les calcaires metámorphiques.

Entre l'entrée du tunnel et le puits núm. 1, on voit, dans le calcaire, des fractures, dont la direction est E.W., et le plongement 57° N., et quelques autres aussi, en très petit nombre, à direction 15° N.E. Entre les puits núm. 1 et 2, la direction des couches calcaires est de 35° N.W., et leur plongement varie de 57° à 65° S.W.

Dans les environs du puits núm. 2, il y a des fractures 70° N.E., et E.W., et de ce même endroit, se sépare une galerie transversale, qui se dirige vers l'Orient.

Cette galerie a coupé la cheminée minéralisée qui descend des œuvres superficielles, connues sous les noms de El Hundido et de Jaime, et, qui, à la surface du sol, part du contact de la monzonite avec le calcaire métamorphique, pour s'encastrer, au fond, dans cette dernière roche. A l'extrémité de la galerie transversale, dont nous avons déjà parlé, il y a une fracture 70° N.E., par laquelle descendent les eaux superficielles. Entre les puits núm. 2 et 3, les calcaires ont une direction 35° N.W., et un plongement S.W. Dans cette partie du tunnel, on rencontre, coupés par des galeries transversales, les salons de San Agustín, Palomas, Golondrinas et San Juan, espaces qui sont demeurés vides, à la suite de l'exploitation des cheminées minéralisées qui descendent des environs de la surface, et portent les mêmes noms, (voir le plan ci-joint). Dans la salle de San Juan, se présentent des "diaclases," 70° N.E., et d'autres beaucoup plus rares, N.S. et 40° N.E., et, dans le tunnel luimême, près de la cheminée San Agustín, il en existe à direction N.E., et plongement S.

En différentes parties du tunnel, des galeries transversales ont été creusées vers l'Est, dans l'intention d'atteindre le contact entre le calcaire et la monzonite, et d'ouvrir, ensuite, des œuvres d'exploration le long de ce contact; mais ces travaux ont dû être abandonnés, parce que, sur cette surface, on n'a trouvé que des zones minéralisées sans importance industrielle.

A 60 m. de l'entrée du tunnel, passe la veine nommée El Placer, dont je m'occuperai plus loin.

Le second étage est à 43 m. au dessous du tunnel,—

avec lequel il est mis en communication par les puits núms. 1, 2 et 3. Il est ouvert dans le calcaire métamorphique, et son développement total est de 344 m. Cet étage est situé, en totalité, à l'Est du tunnel, et à une distance horizontale de 4 m. à 12 m. Au niveau de cet étage, entre les puits 1 et 2, la direction des calcaires est 37° N.W., et plongement S.O; et il y a fractures 75° N.E. et leur plongement 80 S., comme dans la salle située au Sud du puits désigné sous le nom de Los Novios, près du puits núm. 1. Dans cette section, se trouvent 3 cheminées minéralisées, qui descendent vers l'étage núm. 3. Entre les puits núms. 2 et 3, l'étage núm. 2 coupe une autre cheminée minéralisée, La Costilla; et, au Nord de celle-ci, dans une longueur de 50 m., apparaissent plusieurs fractures, dont la direction moyenne est E.W., et le plongement S.; quelques-unes sont minéralisées.

L'étage núm. 3 est 68 m. plus bas que le niveau du tunnel et communique avec lui par le puits núm. 1. Son developpement est peu considérable; et à 20 m. au Sud du puits que nous venons de mentionner, il coupe une zone de diaclases minéralisées, à direction E.W., qui sont dans la cheminée minéralisée qui descend de l'étage núm. 2, au Sud du puits de Los Novios.

L'étage núm. 4 s'étend à une profondeur de 93 m., au dessous du tunnel, et est mis en communication avec lui par les puits verticaux núm. 1 et 2. Au Nord du puits núm. 1, la galerie va N.S., à peu près. Elle se dirige, ensuite, vers l'W., puis tourne vers le N., et coupe, alors, une grande cheminée, fortement minéralisée, La Abundancia, qui descend vers l'étage núm. 5. Du puits núm. 1 au puits núm. 2, la galerie a une direction S.S.E.; c'est dans cette section, près du puits núm. 1, que se fait la communication avec l'étage núm. 4 de la Mine d'El Pla-

cer. Cette communication coupe la ligne de contact du calcaire métamorphique avec la monzonite quartzifère, dans laquelle est encastrée la veine diaclase que nous avons déjà mentionnée sous le nom d'El Placer. Du puits núm. 2, El Chaleco, la direction de l'étage núm. 4 est N.S. Dans cette section, les couches de calcaire ont une direction 30° N.W., et un plongement S.W.; là, se trouvent deux diaclases, à direction E.W., et plongement N. Le développement total de cet étage est de 264 m.; il est entièrement ouvert dans le calcaire métamorphique.

Enfin, l'étage núm. 5 est creusé à 116 m. au dessous du niveau du tunnel, et communique avec lui par le puits núm. 4. De ce puits, la galerie court vers le Nord, puis, elle prend une direction 35° N.W., et retourne vers le N., jusqu'à sa rencontre avec une zone de diaclases minéralisées, à direction E.W., qui passent par la cheminée de La Abundancia, descendue de l'étage núm. 4. Le développement total de l'étage núm. 5 est de 80 m.; il s'étend exclusivement dans le calcaire métamorphique. Dans le plan du puits núm. 1, on voit quelques diaclases, à direction E.W.

Il résulte de ce qui précède que la longueur totale de l'œuvre de la Mine est de 1.490 m., sans compter plusieurs petites galeries transversales, pratiquées en différents endroits, ni les travaux anciens, qui sont situés au dessus du tunnel. La profondeur atteinte était, en Mai 1905, de 120 m. seulement, au dessus du tunnel général d'Aranzazú.

SAN CARLOS.

Le puits de cette mine est à 140 m., au N.W. de l'entrée du tunnel général que nous venons de décrire. Tout près de ce puits vertical, connu sous le nom de San Car-

los, se trouvent la bouche d'une mine, et des travaux anciens très iréguliers, qui s'étendent à une profondeur de 44 m., ou ils sont entrès en communication avec une grotte, située au dessous de l'arroyo d'Aranzazú. Cette grotte a une surface de 64 × 86 m., et une hauteur qui varie de 20 à 28 m.; ses parois sont tapissées de calcite. Le sol est presque horizontal, et est constitué par un calcaire compacte; il est au niveau de l'étage núm. 2 de la mine de San Carlos. Cet étage est à 68 m. au dessous de la bouche du puits du même nom, et s'étend, de ce puits, vers le N.W., sur une longueur de 148 m., jusqu'au contact de la cheminée minéralisée connue sous le nom de Los Bronces, qui descend à l'étage núm. 3. Le puits vertical de San Carlos a 132 m. de profondeur et communique avec les étages núms. 3, 4, 5 et 6, qui constitue l'œuvre nouvelle de cette mine.

L'étage núm. 3 est à 84 m. au dessous de la bouche du puits de San Carlos, et s'étend au S.E. et au N.W. Au S.E., il atteint une longueur de 40 m., puis continue, comme galerie transversale, vers le S.W., et coupe les grandes cheminées minéralisées El Lamajal et La Grande, qui descendent jusqu'aux étages núm. 4 et 5. Dans la cheminée dite La Grande, au niveau de notre étage, se rencontrent des diaclases, à direction 70° N.E., et à plongement 80° N., qui coupent les plans stratigraphiques des calcaires, dont la direction est 37° N.W., et le plongement 65° S.W. Au N.W. du puits de San Carlos, l'étage núm. 3 coupe, d'abord, deux petites poches assez minéralisées, dont la première est à l'intersection des plans stratigraphiques des calcaires (35° N.W.) avec des diaclases, dont la direction moyenne est E.W., variant entre 60° N.E. et 70° N.W., et dont les uns ont un plongement N. et les autres un plongement S.

Plus au N.W., existe une galerie transversale Ouest, dans laquelle se trouvent beaucoup de diaclases, à direction 70° N.E., et à plongement 60° N. Enfin, plus au N.W., à 144 m., environ, du puits de San Carlos, notre étage coupe la cheminée de Los Bronces, dans laquelle on rencontre des diaclases, dont la direction est comprise entre 60° N.E. et E.W., et dont le plongement est N.; puis, entre cette cheminée et la galerie transversale déjà mentionnée, le même étage núm. 3 coupe un diaclase, bien marqué, à direction 70° N.E. et à plongement 52° N.

L'étage núm. 4 s'étend à 108 m. au dessous de la bouche du puits de San Carlos. De ce puits, en allant vers le N.O., cet étage coupe des diaclases à direction 70° N.E., et à plongement 80° N., dans le voisinage de petites zones minéralisées; puis, continue son chemin à travers un calcaire compacte métamorphique et coupe les cheminées marquées A et B sur le plan ci-joint. Du puits de San Carlos, en allant vers le S.W., notre étage traverse les plans stratigraphiques des calcaires, dont la direction est 40° N.W. et le plongement S.W.; puis, plus loin, traverse une petite zone minéralisée; de suite après, il tourne vers l'Est, et, ici, nous voyons une galerie transversale courant vers le N., qui coupe un diaclase à direction E.W. et à plongement 80° S.; ce diaclase réapparaît, plus à l'Est, sur le même étage, à l'endroit où nous avons rencontré une petite zone minéralisée. Notre étage continue sa route vers le S.W., et rencontre diaclases à direction 70° N.E. et à plongement N.; enfin, il se dirige vers le S., et, près de son extrémité, coupe d'autres diaclases à direction 70° N.W., et à plongement presque vertical.

L'étage núm. 5, à 132 m. au dessous de la bouche du

puits de San Carlos, va, de ce puits, au S. et au N.W. Au S., la direction des calcaires est 37° N.W. et leur plongement S.W. Dans le voisinage des cheminées minéralisées La Grande et El Lamajal, la galerie coupe des diaclases à direction 70° N.E. et à plongement N. Au N.W., elle traverse les cheminées A et B, dont la première est située à l'intersection des plans stratigraphiques des calcaires, dont la direction est 37° N.W., et le plongement S.W., avec plusieurs diaclases, à direction E.W. et à plongement N.

L'étage núm. 6 s'étend vers le S.W., coupe, de suite, la cheminée El Lamajal; puis, suivant la même direction, va traverser la cheminée La Grande.

La Mine de San Carlos, tout entière, est creusée dans le calcaire,—qui a été métamorphisé, dans cette région, par "marmorose" et "silicatation;"—ses travaux sont à 50 m., à l'Ouest de la ligne de contact du calcaire avec la monzonite quartzifère.

PLACER.

Cette mine exploite la veine du même nom,—dont la direction est E.-W. et le plongement S. Elle est travaillée exclusivement dans la monzonite quartzifère, roche qui sert de corps de cette veine.

Le puits d'extraction d'El Placer est à 350 m. à l'Est de la bouche du Socavón General d'Aranzazú. Il descend jusqu'à l'étage núm. 7, et est incliné, sans suivre la ligne de plus grande pente de la veine. Son inclinaison est, à peu près, l'intermédiaire entre la direction et le plongement. Entre les étages núms. 8 et 9, il y a un puits d'extraction intérieur, que l'on continuait à creuser, lors de ma visite.

Les projections horizontales des nouveaux étages ouverts sur cete veine sont presque parallèles; ils ont une direction moyenne E.W., et la longueur de chacun d'entre eux varie de 80 à 160 m.

A 72 m. de la surface, c'est à dire à l'étage núm. 3, le veine se bifurque: la branche Nord garde, à peu près, l'inclinaison qu'a la veine à sa partie supérieure; la branche Sud a un plongement moindre. Les étages 7, 8 et 9 exploitent cette dernière branche; les étages 4 et 6 travaillent la branche Nord. Ces branches sont étroites; dans certains endroits, le remplissage se compose de quartz seulement; dans d'autres, on trouve les sulfures de la différentiation primaire du remplissage. Ce dernier cas se présente, surtout, aux intersections des branches avec des diaclases à direction 15° N.E.,—tels que ceux que l'on rencontre dans les étages nums. 6, 7, 8 et 9. La nature du remplissage de cette veine est compacte; et d'une manière générale, la minéralisation utile y est peu abondante. La zone d'oxydation, dans cette veine-diaclase, est peu profonde, la zone des sulfures commençant tout près de la surface.

SAN ANTONIO DE ABAJO.

La bouche du tunnel de cette mine est à 700 m. au S.E. de l'entrée du Socavón General de Aranzazú. Le tunnel de San Antonio est creusé, d'abord, dans la monzonite, puis dans le calcaire métamorphique; dans cette dernière roche, il coupe des diaclases, à direction 70° N.E., et à plongement 75° N. La direction générale de cette galerie est N.W., et sa longueur de 150 m. Au moyen d'œuvres transversales, elle permet l'exploitation de cheminées minéralisées, qui descendent de la surface

même du sol. Au niveau du tunnel, ces cheminées sont près des intersections des diaclases déjà mentionnés avec les plans stratigraphiques des calcaires,—dont la direction est 37° N.W. et le plongement S.W. ,

Au dessous du tunnel existent trois étages, connus sous les noms de núm. 1, núm. 2 et núm. 3, qui sont peu développés. A leur intersection avec des diaclases à direction 50° N.E., ils ont rencontré des zones minéralisées.

Du sommet de la montagne, sur lequel affleurent les cheminées minéralisées, jusqu'au tunnel, la différence de niveau est de 90 m., et, dans toute cette hauteur, ces cheminées sont déjà travaillées.

SAN JUAN.

Cette mine est située à 350 m. au N.W. du Socavón General d'Aranzazú; elle est travaillée dans le calcaire métamorphique, et est à 180 m. à l'Ouest de la ligne de contact entre le calcaire et la monzonite intrusive. Cette mine, peu développée, pour le moment, se compose d'un puits vertical, qui communique avec six petites galeries, dont la direction moyenne est E.W. En traversant des diaclases, dont la direction est presque E.W., la galerie núm. 6 a rencontré une zone minéralisée de grande valeur industrielle. L'épaisseur de cette zone est de 10 m., et l'élément qui prédomine est la tétrahédrite.

GISEMENTS MÉTALLIFÈRES.

Les travaux déjà décrits ont découvert une série de zones minéralisées, renfermées, les unes dans les calcaires, à l'intérieur de la région métamorphisée par son

contact avec la monzonite quartzifère, et les autres, qui ont la forme de veines—diaclases, dans cette roche intrusive.

Les zones minéralisées des calcaires descendent, parfois, de la surface même, tandis que d'autres n'affleurent pas; mais toutes sont de forme plus ou moins irrégulière et affectent la forme de poches ou de cheminées, dont la section varie avec la profondeur et dont le diamètre, en certains endroits, se réduit presque à rien.

La minéralisation utile de ces poches ou cheminées présente une structure compacte et n'est pas séparée des épontes par des plans bien définis: la minéralisation pénètre le calcaire métamorphique et y disparaît, d'une manière insensible. Nulle part, on n'observe, dans le gisement, de ces surfaces rongées, que présente le calcaire quand il a été, en partie, dissous par un liquide quelconque; et aucun fait, observé dans ces mines, n'infirme l'hypothèse que ces poches et ces cheminées ne sont nullement des remplissages de vides et de lacunes préexistants, mais bien le résultat de substitutions métasomatiques entre le calcaire et les solutions minéralisantes, —liquides ou vaporisées,—qui ont circulé dans les crevasses de ces roches.

Parmi les cheminées qui ont été trouvées par les travaux d'exploration d'Aranzazú, les suivantes occupent le premier rang:

Dans le Cerro d'El Hundido, au dessus du Socavón d'Aranzazú, affleurent les grandes cheminées désignées sous les noms d'El Hundido et de Jaime, sur la ligne de contact entre calcaires et monzonite. Ces cheminées ont une section irrégulière et qui varie de 4 m. à 12 m., et même 30 m. de diamètre; elles s'enfoncent suivant une ligne, dont la direction est, approximativement, 39° S.W.

et le plongement 70 . Elles sont coupées par des galeries transversales, au niveau du tunnel d'Aranzazú. La minéralisation de ces cheminées, comme de presque toutes celles qui sont atteintes par les travaux du Socavón General d'Aranzazú, se compose d'oxyde de fer et de carbonates de cuivre, avec un peu de sulfures de ce dernier métal.

Au Sud de ces deux cheminées, et à une distance de 20 m., vient celle de San Agustín, dont la section a de 3 à 8 m. de diamètre; elle plonge presque verticalement. des environs de la surface du sol, sans affleurer, pourtant,—et est coupée par le tunnel d'Aranzazú et par l'étage núm. 2 de la même mine.

Au Sud de cette dernière cheminée, et à une distance de 40 m., nous trouvons celle de Las Palomas, qui n'affleure pas, non plus, et descend suivant une ligne, dont la direction est 39° S.W. et l'inclinaison 70°. La section de cette chiminée présente un diamètre de 4 à 6 m.; elle est coupée par le tunnel et par l'étage núm. 2 d'Aranzazú.

A l'Ouest de San Agustín, l'étage núm. 2, que nous venons de mentionner, vient d'atteindre une zone minéralisée importante, qui est, probablement, le plongement, en profondeur, d'une des cheminées d'El Hundido. Nous devons ce renseignement à l'obligeance de M. John Cooper, Gérant de cette mine.

La cheminée dite La Abundancia est à 200 m., au Nord, de celle d'El Hundido; elle a une section transversale de 16 m. de diamètre, n'affleure pas, descend avec une pente de 70°, est à minéralisation d'oxydes et de carbonates des métaux susmentionnés, et est exploitée au moyen des étages núm. 3, 4 et 5 de la mine du Socavón General de Aranzazú.

Dans la mine de San Carlos, existent les cheminées suivantes:

San Carlos, qui, de la surface même du sol, s'enfonce sous un angle de 54° avec une direction de 76° N.W. Sa minéralisation se compose d'oxydes, de carbonates et de quelque peu de sulfures, de la surface jusqu'à l'étage núm. 5; puis, à partir de ce niveau, commencent les sulfures et sulfoantimonites de cuivre. Son diamètre est de 4 à 6 m. Elle a été ouverte par les étages núm. 2, 3, 4 et 5 de la mine de San Carlos. A partir de l'étage núm. 3, existe une cheminée parallèle à la précédente, très rapprochée d'elle, et qui lui est semblable en tout, elle est marquée en A sur le plan ci-joint.

Au S.E. de la cheminée de San Carlos, et à 90 m. de distance, est La Grande. Elle commence à l'étage núm. 2, et a été déjà coupée par les étages núms. 3, 4 et 5 de la mine de San Carlos; son diamètre varie de 8 à 16 m. et sa minéralisation consiste en oxydes, carbonates et un peu de sulfures de cuivre.

Tout près de la Grande, se trouve la cheminée d'El Lamajal; son diamètre est de 8 à 14 m.; elle est atteinte par les étages núms. 2, 3, 4, 5 et 6; et sa minéralisation se compose, principalement, d'oxydes et de carbonates de cuivre, avec un peu de sulfures secondaires. Par cette cheminée, descendent, actuellement, les eaux superficielles.

Les étages núms. 2 et 3 de la mine de San Carlos ont ouvert à 120 m. au N.W. du puits qui porte le même nom, une zone abondamment minéralisée par des pyrites. Cette zone est connue sous le nom de Los Bronces; elle plonge sous un angle de 54°, et a une direction de 76° N.W. Son diamètre est de 12 m. environ.

Au N.W. du puits de San Carlos, et à 80 m. de dis-

tance, est la mine d'El Guaje, la plus ancienne de ce groupe. Elle est, actuellement, effondrée. Ses travaux anciens d'exploitation sommaire, représentent un cube assez grand; mais sa cheminée n'a pas encore été atteinte par les travaux de la mine de San Carlos.

Dans la mine de San Antonio de Abajo, existent deux grandes cheminées, qui descendent, presque verticalement, de la surface même, et dont la minéralisation est formée d'oxydes, carbonates et silicates de cuivre.

Entre les cheminées de San Antonio de Abajo et celle d'El Hundido, affleurent plusieurs autres, minéralisées, à la surface du sol, par de l'hématite et une petite quantité de carbonates de cuivre. Parmi ces dernières est celle dite la Jabonera.

A l'W. et au N.W. du puits de San Carlos, on a trouvé plusieurs zones minéralisées, dont la plus connue est celle de San Juan. Cette cheminée contient, en haut, des oxydes de fer, des carbonates et des silicates de cuivre; et, un peu plus bas, du tétrahédrite argentifère.

La veine d'El Placer a une direction E.W. et un plongement S.; elle se compose de plusieurs diaclases, parallèles et étroites, de peu de longueur, qui se séparent et se rejoignent, et changent aussi de direction. Cette veine diaclase est renfermée dans la monzonite quartzifère et est minéralisée, presque dès la surface, de bornite, de chalcopyrite, de pyrite de fer et de tétrahédrite, en petite quantité; la matrice est constituée par du quartz. Cette minéralisation, dans certaines parties des diaclases, a une structure compacte; dans d'autres endroits, au contraire le remplissage forme des bandes, parfois symétriques, de l'étude desquelles il semble résulter que la chalcopyrite et la pyrite se sont déposées, d'abord, et la tétrahédrite ensuite.

DISTRIBUTION DES ZONES MINÉRALISÉES.

Les principales cheminées minéralisées d'Aranzazú se trouvent, comme je l'ai déjà dit, dans la zone qui a été métamorphisée par le contact de la monzonite quartzifère intrusive. Quelques unes de ces cheminées sont sur le plan même de contact,—mais à la surface seulement; plus bas, elles s'éloignent de ce plan et pénètrent dans le calcaire métamorphique.

Comme je l'ai dit aussi, précédemment, les principales cheminées minéralisées de cette localité sont situées dans le voisinage des intersections de quelques plans stratigraphiques des calcaires avec des diaclases transversaux, à direction moyenne E.W. C'est ce qui s'observe là où les galeries coupent les cheminées minéralisées, ainsi que je l'ai signalé, en détail, en faisant la description des mines de ce groupe.

Dans le Socavón General d'Aranzazú, la direction moyenne des calcaires est de 35° N.W., avec un plongement de 70° S.W., et les diaclases transversaux qui se présentent le plus fréquemment ont, pour direction moyenne, E.W., et, pour plongement, 75° S. Les intersections de ces plans sont des lignes, à direction 39° N.E. et à plongement 69° S.W., c'est à dire dont la direction et l'inclinaison sont, présisément, celles des cheminées de La Abundancia, de Las Palomas, de la Costilla, etc., qui appartiennent à cette mine. En outre, si nous traçons, sur les plans, des lignes, de direction 39° N.E., pasant par les cheminées déjà connues, et si nous tenons compte, en même temps, du plongement de 69° qu'ont les lignes d'intersection déjà mentionnées, nous obtiendrons les points où, selon toute probabilité, les cheminées tra-

versent le niveau de chaque étage. Ce tracé a fait savoir, d'avance, que l'étage núm. 2 de cette mine était à 12 m. environ, à l'Est du point où les cheminées d'El Hundido croisaient ce plan. On ouvrit, alors, vers l'Ouest, une galérie à travers banc qui rencontra à 11 m. de la galérie, une forte masse de minerai riche, situé à l'intersection des diaclases susmentionnés.

Dans le mine de San Carlos, la direction moyenne des calcaires est 37° N.W., avec un plongement de 65° S.W.; et les diaclases transversaux les plus communs y ont une direction moyenne E.W., et un plongement de 80° N. Les intersections des plans antérieurs sont des lignes, de direction 76° N.W., et d'inclinaison 55° S.W., ayant par conséquent, la direction et la pente des cheminées minéralisées d'El Lamajal, La Grande, San Carlos et Los Bronces.

Par ce qui précède, il paraît établi que les zones minéralisées, dans le groupe d'Aranzazú, se rencontrent dans le voisinage des intersections de quelques plans stratigraphiques des calcaires avec des diaclases transversaux, de direction moyenne E.W., et ces diaclases sont, par conséquent, un bon guide pour les travaux d'exploration de cette région.

ORIGINE DES MINERAIS ET GENÈSE DES GISEMENTS.

La connexion génésique existant entre les dépôts cuprifères d'Aranzazú et de la monzonite quartzifère, qui apparaît, dans la région, comme roche intrusive, semble être bien prouvée par les faits suivants: Les gisements se rencontrent, dans le calcaire, dans la zone métamorphisée par son contact avec la roche intrusive; ce calcaire, par suite de ce métamorphisme, a subi non seu-

lement la recristallisation dûe à l'action de la chaleur, mais aussi une silicatation,—un enrichissement en silice combinée. Les silicates caractéristiques du métamorphisme de contact,—et, principalement, le grenat,—ont cristallisé en même temps que les espèces minérales correspondant à la différenciation primaire du remplissage métallifère, les premiers jouant le rôle de matrice des seconds; d'une union si intime, on a été induit à admettre, pour toutes ces matières minérales, une origine commune. Enfin, à peu de distance de tous les points où s'observent des affleurements de monzonite, dans cette région, on trouve des dépôts cuprifères ou cupro-plombifères, tels que ceux d'Aranzazú, de Santa Rosa, de San Pedro de Ocampo, d'Albarradón, de Bonanza, etc. De ces observations nous croyons pouvoir conclure que les minerais qui existent, aujourd'hui, dans les dépôts d'Aranzazú,—et constituant la différenciation primaire du remplissage métallifère,—firent partie du magma intrusif, et s'en séparèrent pendant le refroidissement et la solification de ce magma.

Pendant le refroidissement lent du magma intrusif, se produisit la cristallisation des espèces minérales constitutives de la monzonite quartzifère,—la texture et la composition chimique de cette roche changeant avec les condition différentes de refroidissement auxquelles furent soumises les diverses parties de sa masse. En même temps que s'effectuait la cristallisation du magma, la plus grande partie de l'eau qu'il contenait s'en séparait et, à l'aide de divers agents chimiques, entrainait, en dissolution, les éléments métalliques qu'il renfermait.

Cette dissolution sortit, probablement, du magma, à l'état de vapeur, pour la plus grande partie. Ceci étant admis, et étant aussi admis qu'il est plus facile à la va-

peur qu'à leau liquide de circuler au travers des pores de la pierre, on comprend pourquoi le calcaire fut silicaté, non seulement dans ses fissures mais aussi à une certaine distance autour d'elles, comme on peut l'observer, surtout à Los Bronces, dans la mine de San Carlos: là, en effet, le grenat se trouve, tout à la fois, dans le voisinage des fentes, et, aussi, à une certaine distance de celles-ci. D'autre part, le remplissage métallifère de ces dépôts a, généralement, une structure compacte; il n'y a pas de séparation nette entre la partie minéralisée et la roche dans laquelle sont les dépôts; on n'observe pas cette structure en croûtes qui caractérise le remplissage des cavités préexistantes; on ne voit pas de ces surfaces rongées, qui recouvrent le calcaire quand il a été attaqué par un liquide dissolvant; et aucun fait, observé dans les mines d'Aranzazú, n'empèche d'admettre que le dépôt des espèces minérales qui constituent la différenciaiton primaire du remplissage metallifère est bien dû à des substitutions métasomatiques.

Bien que la minéralisation utile ne se soit pas produite dans des cavités préexistantes, les dimensions des cheminées minéralisées sont assez considérables, ainsi que je l'ai déjà signalé; par conséquent, les substitutions métasomatiques se produisirent non seulement dans les environs immédiats des fissures dans lesquelles circulaient les solutions minéralisées, mais aussi à une certaine distance des points de croisement de ces fissures; et, de là, on peut conclure que ces solutions ont pénétré aisément par les pores des roches,—chose plus facile pour la vapeur que pour l'eau liquide, comme nous l'avons dit plus haut. Enfin, le métamorphisme par silicatation, qui produit un enrichissement de la roche métamorphissé en silice combinée, ne se produit qu'à une température élevée; c'est alors seulement, que la silice

fait fonction d'acide énergique et se combine avec les bases,—déplaçant, notamment, les acides carbonique, titanique et phosphorique. Les raisons ci-dessus, et les faits observées à Aranzazú, font donc croire que la température des solutions minéralisatrices, au moment de leur sortie du magma, était supérieure au critique de l'eau.

En se séparant du magma, pendant son refroidissement et sa cristallisation, les solutions minéralisatrices pénétrèrent par les pores des roches et circulèrent dans les fissures; et, en attaquant les calcaires, ces solutions changèrent de composition. De là résulta la précipitation de quelques-unes des espèces minérales dissoutes. D'autre part, le mélange des eaux magmatiques avec les eaux météoriques, renfermées dans les fractures des calcaires, produisit, sans doute, la précipitation de celles des espèces minérales qui devenaient insolubles, par suite de réactions réciproques. Les actions que nous venous d'exposer, c'est à dire les subtitutions métasomatiques et le mélange de solutions de compositions différentes, furent les causes principales de la minéralisation des zones voisines des fractures par lesquelles circulaient les eaux. Ces actions sont lentes, mais elles se poursuivirent pendant une période fort longue,—aussi longue que le refroidissement lent des couches profondes du magma intrusif; et ces matières,—principalement pneumatogéniques, mais aussi hydratogéniques,—sont celles qui constituent le remplissage métallifère des dépôts d'Aranzazú.

Le refroidissement d'un magma étant beaucoup plus lent à une certaine profondeur qu'à la surface du sol, il peut arriver que, au dehors, la roche soit solidifiée, et même fissurée, tandis que, plus bas, la masse est encore chaude et continue à rejeter des eaux minéralisantes.

Dans ces cas, les vides superficiels de la roche peuvent être remplis par le dépôt métallifère produit par l'action de ces mêmes eaux, à peine échappées de l'intérieur du magma. Il semble que cela s'est aussi produit, à Aranzazú, et la minéralisation de la veine diaclase d'El Placer paraît être en relations génétiques avec la monzonite intrusive, dans laquelle elle est renfermée.

Quand la différenciation primaire du remplissage métallifère des dépôts d'Aranzazú fut terminée, commença la différenciation secondaire,—dûe à l'action des eaux météoriques, qui descendaient, et, en descendant, aujourd'hui encore, au travers des dépôts en question.—La descente de ces eaux produisit l'oxydation des minerais, dans la zone de lixiviation,—zone qui atteint une grande profondeur, dans les calcaires, mais qui est peu profonde dans la veine diaclase d'El Placer, qui est encastrée dans la monzonite. L'existence de la grotte que l'on rencontre dans le mine de San Carlos, sous l'Arroyo d'Aranzazú, est dûe à l'action dissolvente qu'exercent, sur les calcaires, les eaux météoriques chargées d'acide carbonique, qui, actuellement, continuent à descendre dans la mine, comme je l'ai dit, à plusieurs reprises.

ÂGE DES GISEMENTS.

Les gisements cuprifères d'Aranzazú sont tertiaires, et ont été formés pendant la cristallisation et le refroidissement de la monzonite intrusive de la localité.

TITRES DES MINERAIS.

Les minerais extraits des mines d'Aranzazú titrent, en moyenne, 5% de cuivre, 240 gr. d'argent, par tonne de 1.000 kilgr. et contiennent une très-petite quantité d'or.

MÉTALLURGIE.

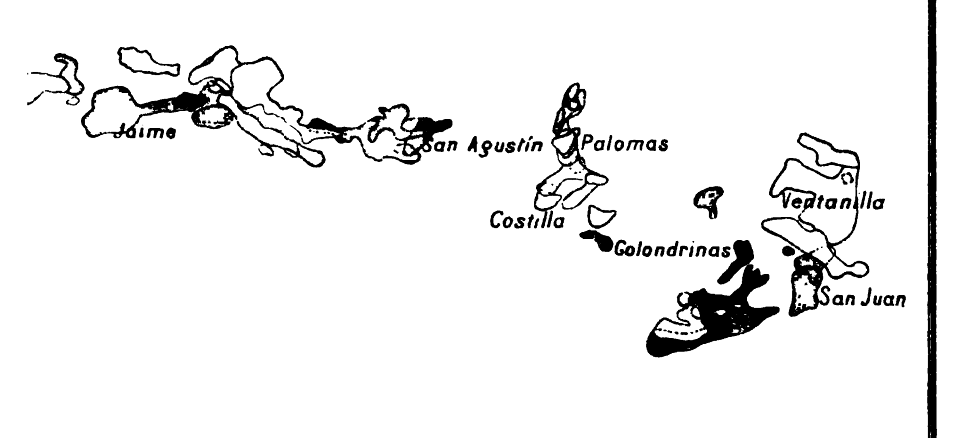
Les minerais, sans autre préparation mécanique qu'un simple "nettoyage," fait à la mine même, se fondent dans des fourneaux à Water-Jackets, pour obtenir des mattes.

Trois de ces fourneaux, à la fonderie de Concepción del Oro, font des mattes pauvres, en vue d'obtenir des scories pauvres également; un sert à refondre ces mattes pauvres, pour en faire des mattes d'exportation. Ces dernières contiennent un peu plus de 50% de cuivre, 980 grammes d'argent, et 42 d'or, p. tonne de 1.000 kilogr.

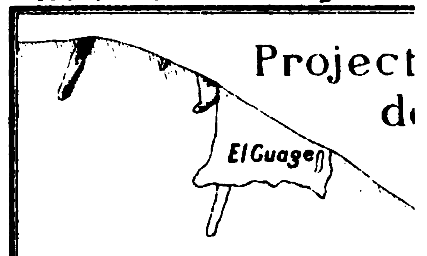
Avant de terminer, je suis heureux de pouvoir exprimer publiquement ma reconnaissance à MM. William Pourcell, Walter J. Browning et John Cooper, qui m'ont, obligeamment, fourni tous les moyens d'étudier la région d'Aranzazú.

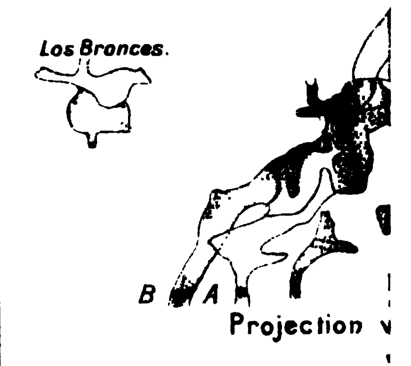
Institut Géologique.—Mexico.—Février 1906.

la mine "Socavon Aranzazú."



Compª Litª y Tipª S A México


Project
d
El Guage


Los Bronces.
B
A
Projection v

XXVI

(EXCURSION DU NORD).



GÉOLOGIE DE LA SIERRA DE MAZAPIL

ET SANTA ROSA

PAR

C. BURCKHARDT.

GÉOLOGIE DE LA SIERRA DE MAZAPIL ET SANTA ROSA.

PAR M. CARLOS BURCKHARDT.

AVEC DEUX CARTES GÉOLOGIQUES ET 15 PLANCHES.

I.—INTRODUCTION.

La région minière de Mazapil, située au nord de l'Etat de Zacatecas, fait partie de la soi-disant "Mesa Central" du Mexique.

Le nom "Mesa" ne paraît guère bien choisi pour cette partie du pays, du moins quand on considère la structure géologique de la région située entre Salinas au sud et Parras au nord et limitée à l'est par la "Sierra Madre Oriental," à l'ouest par la "Sierra Madre Occidental." Cette région n'est pas un plateau uniforme, mais on y observe des chaînes de montagnes généralement de courte extension, qui surgissent çà et là comme des îlots de la plaine. Autant que j'ai pu observer dans cette région, la direction est-ouest des couches sédimentaires y est la prédominante, et les Sierras elles mêmes montrent aussi une direction, qui va généralement à-peu-près de l'est à l'ouest.

La région de Mazapil nous fournit un exemple de ces chaînes de courte extension et dirigées de l'ouest vers l'est. Nous y voyons deux chaînes, séparées par une large vallée. La septentrionale, nommée *Sierra de la Caja,* at-

teint des hauteurs considérables, et dans elle sont situées les principales mines, tant celles au nordest de Mazapil (Albarradon etc.) que celles de Concepción del Oro et Aranzazú.

Au sud de la large vallée, dans laquelle est située la ville de Mazapil, s'élève une seconde chaîne: *La Sierra de Santa Rosa.* Dans cette chaîne, qui sera visitée par le Congrès, se trouvent les mines de Santa Rosa. Les chaînes citées sont suivies d'autres Sierras tant au nord qu'au sud. Au nord s'étend *la Sierra de Zuluaga*, séparée de celle de la Caja par la large vallée de Bonanza, tandis que la première des chaînes meridionales est la *Sierra de San José*, et la vallée, qui s'étend entre elle et la Sierra de Santa Rosa, porte le nom de Vallée de San José.

Toutes ces chaînes et beaucoup d'autres, qui suivent encore plus lointain, présentent la même structure générale. Elles sont dirigées plus ou moins de l'ouest à l'est, leur extension est peu considérable et elles sont séparées par des vallées extrêmement larges. Toute la région est très-aride par suite de la pauvreté de la végétation; c'est un véritable désert, et les cîmes ne sont couvertes que de buissons épineux clairsemés. Ainsi le paysage est triste, mais en revanche il se prête très-bien pour étudier les affleurements. La structure géologique se révèle avec beaucoup de clarté, et c'est ainsi que la région de Mazapil me paraît importante surtout sous deux rapports. D'abord il est possible d'étudier dans ces Sierras non seulement une seule assise sinon toute la série de couches jurassiques et crétaciques depuis le Kimeridgien jusqu'au Turonien; et presque toutes les assises étant fossilifères, quelques-unes même très-riches en Ammonites, il est possible de se faire une idée détaillée de la succesion des couches jurassico-crétaciques.

En second lieu la région est remarquable par la clarté avec laquelle on y peut apprécier les rapports entre la tectonique et les masses éruptives.

La région de Mazapil est un centre minier très-ancien; malgré cela cependant la littérature géologique de la contrée est très-pauvre. Elle se réduit à quelques notes de *C. Schuchard,*[1] de *Joseph Burkart,*[2] de *J. G. Aguilera* et *Ezequiel Ordóñez.*[3] On me dispensera de donner un résumé des travaux cités, qui ne contiennent du reste que peu d'indications géologiques. La plupart des auteurs se contentent de présenter quelques observations sommaires, et de citer quelques fossiles, qu'ils considèrent généralement comme jurassiques.[4]

Qu'il me soit permis de remercier ici notre éstimé Directeur M. *José G. Aguilera*. Je suis fort obligé envers M. le Prof. *H. Rosenbusch* à Heidelberg, qui a bien voulu examiner des échantillons des roches éruptives et nous communiquer ses résultats, qui seront publiés ci-dessous. Je présente en outre tous mes remercîments à: MM. *F. Sotelo* à Mazapil. *D. McLachlan* et *C. Figueroa,* ingénieur de Mines à Santa Rosa, et *R. Aguilar y Santillán* à México.

II.—APERÇU STRATIGRAPHIQUE.

Ayant déjà donné ailleurs une description détaillée des fossiles, que j'ai rencontré aux environs de Mazapil ainsi que des différentes assises jurassico-crétaciques,

1 *Carlos Schuchard*: Descripción del Mineral de Mazapil. Minero Mexicano, tomo IX, 1882-83, tomo XI, 1884, N.° 38, p. 491.

2 *Joseph Burkart*: Aufenthalt und Reisen in Mexico, II Band. 1836, p. 155-158.

3 *Bosquejo geológico de México.* Boletín de la Comisión geológica de México, nos. 4-6. 1896, pages 68, 69, 206-209, 256.

4 Quelques ouvrages, qui traitent de la géologie et des mines de Mazapil, sont si phantastiques, qu'ils ne méritent pas d'être mentionnés.

qui affleurent dans la région, je me contente de donner ici un résumé stratigraphique, tout en renvoyant le lecteur au travail cité, qui-j'espère-pourra encore paraître à temps pour pouvoir servir de guide aux membres du Congrès lors de la visite de la région.[1]

La région d'études est formée de sédiments jurassiques et crétaciques, dont la série d'assises va du Kimeridgien au Turonien.

Les couches plus anciennes de cette série s'observent au centre des deux Sierras, tandis que les vallées nous montrent les assises plus modernes. Les masses éruptives, d'une extension plus ou moins considérable, qui s'observent dans les deux Sierras, seront examinées dans le troisième chapitre.

A. JURASSIQUE SUPERIEUR.

1.—*Calcaires à Nérinées.*

Des calcaires massifs grisâtres, très-puissants, pétris de *Nérinées*, sont les sédiments plus anciens de la région et s'observent au centre de la Sierra de la Caja et de la Sierra de Santa Rosa, formant la plupart des crêtes et cîmes de ces Sierras. Dans la masse principale s'observent des intercalations de *marnes grises à Bivalves.* Ce sont des bancs marneux de faible épaisseur, dont on observe quatre différents dans la Sierra de Santa Rosa, et qui contiennent beaucoup de fossiles, généralement assez mal conservés (*Pholadomya, Pleuromya, Trigonia,*

1 Ce travail sera intitulé: La Faune jurassique de Mazapil avec un Appendice sur les Fossiles du Crétacique inférieur, avec 43 planches. Boletín del Instituto Geológico de México, N.° 23, 1906.

Pour toutes les citations d'ouvrages consultés je renvoie le lecteur à ce mémoire, car il n'est pas possible de citer la littérature dans le présent travail.

Astarte, Harpagodes, Terebratula). En outre se présentent dans le calcaire à Nérinées des intercalations de *Bancs de Coraux* également de peu d'épaisseur.

Au sommet des masses calcaires grises s'observe un banc *calcaire noir ou rougeâtre*, très-caractéristique et de grande extension. C'est un calcaire, qui est facilement reconnaissable par des surfaces luisantes, qu'il contient, et par les nombreuses restes d'une grande *Trigonia*, qui s'y observent.[1]

2.—*Couches à Idoceras.*

Une bande de terrains argileux et schisteux avec intercalations de calcaires se superpose aux calcaires à Nérinées, étant surmontée à leur tour par les masses calcaires du Crétacique inférieur. Cette bande de terrains moins compactes origine des dépressions dans le terrain et elle a fait naître des gorges et des vallons plus ou moins profonds. ("Cañones" et "Cajones"). Comme d'autre part la couleur plutôt sombre des roches de la bande contraste avec les parois blanchâtres des calcaires environnants, il est partout facile de distinguer la bande dans le paysage.

J'ai proposé de nommer "Couches à Idoceras" l'assise la plus ancienne de cette bande de terrains parcequ'elle contient de nombreuses espèces des groupes de l'Ammonites planula et Balderus, pour lesquelles j'ai proposé le nouveau genre Idoceras. Ce sont des argiles et marnes souvent schisteuses, jaunâtres, brunâtres ou violâtres, qui contiennent des rognons et des boules d'un calcaire noir compacte. Les couches, puissantes de 15-30 m., sont très-fossilifères. Surtout les calcaires m'ont fourni les

---

1 Il est probable que les calcaires à Nérinées sont à paralléliser avec le Séquanien. Une étude detaillée des fossiles de ces calcaires reste encore à fair.

fossiles suivants: *Lytoceras sp. ind., Neumayria profulgens nob., N. Ordoñezi nob., Oppelia Bösei nob., O. (Neumayria) harpoceroides nob., O. (N.) flexuosa-costata Qust, Macrocephalites epigonus nob., Perisphinctes aff. cyclodorsatus Moesch., P. McLanchlani nob., Simoceras Aguilerae nob., S. cfr. Doublieri D'Orb., Aspidoceras cfr. acanthicum Oppel sp., A quemadense nob., A. contemporaneum E. Favre, A. bispinosum Qust. sp., A. mazapilense nob., A. euomphaloides nob., Idoceras zacatecanum nob., I. Humboldti nob., I. Sub-Malleti nob., I. cfr. hospes Neumayr sp., I. laxevolutum Font sp., I. canelense nob., I. neogaeum nob., I. Soteloi nob., I. mexicanum nob., I. Balderum Oppel sp., I. cfr. Balderum Loriol sp., I. santarosanum nob., I. Figueroae nob., I. Viverosi nob., I. subdedalum nob., I. cajense nob., I. inflatum nob., Aulacostephanus zacatecanus nob., Aulacostephanus sp., ind.*

Nous voyons, que les couches à Idoceras contiennent un mélange intéressant de formes méditerranéennes et d'espèces de l'Europe centrale.

Les premières sont surtout représentées par *Simoceras Aguilerae* nob. (voisin de *S. Benianum* Cat.) *Aspidoceras quemadense* nob. (voisin de *l'A. subbinodiferum* Canavari), *Aspidoceras contemporaneum* Favre, *Aspidoceras mazapilense* nob. (voisin de *l'A. acanthicum* Gemmellaro non Oppel) ; les dernières par *Oppelia Neumayria) flexuosa costata Qust., Aspidoceras bispinosum* (Ziet.) Qust, *Idoceras zacatecanum* nob. (voisin de *l'Ammonites planula Loriol* non Hehl), *Idoceras Balderum* Oppel sp., et *Aulacostephanus zacatecanus* nob. (voisin *d'A. pseudomutabilis* de Loriol).

La faune montre beaucoup de rapports avec celle des couches de Baden. Tandis que certaines espèces, comme

les Aulacostephanus, indiquent le Kimeridgien supérieur d'autres paraissent plutôt nous annoncer des couches kimeridgiennes inférieures. Je crois pouvoir expliquer ce mélange en admettant, que les couches à Idoceras correspondent à un niveau limitrophe entre le Kimeridgien inférieur et supérieur. Cette position stratigraphique paraît aussi indiquée par les formes voisines de *Simoceras Doublieri* et par *Idoceras Balderum* Oppel et les espèces voisines, car ces espèces caractérisent en Souabe, selon certains auteurs (*Engel, Haizmann*), les couches limitrophes entre le Jura blanc γ (Kimeridgien inférieur) et le Jura blanc δ (K. supérieur).

3.—*Banc à Aucella du groupe Pallasi Keys.*[1]

Sur les couches à Idoceras repose au Puerto blanco un banc peu puissant d'un calcaire schisteux, brunâtre, faiblement phosphoritique.

Ce banc contient de nombreux restes d'Aucella, dont la plupart appartient au groupe de *l'Aucella Pàllasi Keyserling.* L'apparition de ce banc d'Aucella à affinités russes, intercalé entre des couches, qui contiennent des espèces voisines de formes de l'Europe centrale et de la région méditerranéenne, est fort intéressante.

4.—*Couches à Haploceras Fialar.*

Le banc à Aucella est immédiatement recouvert par une assise très-fossilifère et facile à retrouver dans toute l'extension de la région d'études. C'est un calcaire noir, compacte, puissant d'un mètre environ, qui forme un banc pétri d'Ammonites, surtout de nombreuses espèces

---

1 Une étude détaillée des Aucella sera publiée plus tard. La plupart des espèces appartient aux groupes de l'Aucella Pallasi et de l'Aucella Bronni.

du genre Haploceras. *Haploceras Fialar* Oppel et des espèces voisines sont très-répandues et très-nombreuses à côté de beaucoup d'autres espèces du genre Haploceras. Les Oppelia du groupe flexuosa sont également très-répandues.

Voici la liste des espèces, que j'ai trouvé dans cette assise: *Phylloceras aff. consanguineum Gemmellaro, Oppelia (Neumayria) cfr. trachynota Font. (Oppel), O. (N.) aff. Strombecki Oppel. sp., O. (N.) cfr. Nereus Font; Haploceras Fialar Oppel sp., H. aff. Fialar Oppel sp. (plusieurs formes), H. transatlanticum nob. et formes voisines, H. zacatecanum nob. et formes voisines, H. mexicanum nob., H. cornutum nob., H. Felixi nob., H. Ordoñezi Aguilera sp. (voisin du H. indicum Uhlig), H. costatum nob., Craspedites praecursor nob., C. mazapilensis nob.*

Plusieurs de ces formes sont nettement kimeridgiennes surtout *Phylloceras aff. consanguineum Gemmellaro, Oppelia (Neumayria) cfr. trachynota Font., Oppelia (N.) aff. Strombecki Oppel* sp. et *Haploceras Fialar Oppel* sp. La plupart de ces formes ne sont pas limitées ailleurs à un niveau spécial, mais se retrouvent à la fois dans le Kimeridgien inférieur et supérieur. Cependant l'assise à H. Fialar doit appartenir au Kimeridgien supérieur, étant donné que les couches sousjacentes contiennent déjà des formes de ce niveau et sont à placer à la limite entre le Kimeridgien inférieur et supérieur, comme je viens de démontrer ci-dessus.

L'apparition dans cette assise de deux espèces du genre Craspedites, dont l'une est très-voisine de certains Craspedites du Crétacique inférieur de l'Allemagne du Nord, est fort remarquable.

5.—*Argiles à Waagenia.*

Au sudest de la France les couches inférieures à Phylloceras Loryi, qui contiennent selon *P. Lory* en abondance des Haploceras du groupe Fialar et des Oppelia du groupe flexuosa, sont surmontées par les calcaires à Waagenia Beckeri, sommet du Kimeridgien, et ces derniers à leur tour supportent la zone à Oppelia lithographica (Partie supérieure des couches à Ph. Loryi; calcaires supérieurs du Château de Crussol).

Il est vraiment frappant de voir une succession tout-à-fait analogue dans les Sierras de Mazapil.

En effet ici aussi les couches à Haploceras Fialar supportent des couches à nombreuses Waagenia, qui sont elles-mêmes surmontées par des calcaires phosphoritiques rougeâtres, représentant à-peu-près la zone à O. lithographica.

Les argiles à Waagenia affleurent dans la Sierra de Santa Rosa, où elles atteignent une puissance de 10 à 30 mètres. C'est un ensemble de couches argileuses, schisteuses ou marneuses, brunâtres, jaunâtres ou violâtres et très-ferrugineuses. J'y ai receuilli outre beaucoup de restes mal conservés les fossiles suivants; *Aspidoceras avellanoides Uhlig. Waagenia sp. ind. cfr. harpephora Font. non Neumayr, W. sp. ind. cfr. harpephora Neumayr., W. sp. ind. cfr. Knopi Neumayr, W. sp. ind. aff. Beckeri Neumayr.*

6.—*Calcaires phosphoritiques rougeâtres.*

Des calcaires phosphoritiques, quelquefois bréchiformes, généralement rougeâtres, grisâtres et souvent tachetés de jaune, forment une assise d' 1 à 2 mètres, qui se reconnaît facilement dans toute la Sierra.

Généralement cette assise est très-fossilifère; dans la Sierra de la Caja surtout la roche est pétrie de restes d'*Eurynoticeras Zitteli* et de beaucoup d'*Aspidoceras*, dans certains endroits de la Sierra de Santa Rosa elle contient de nombreux *Perisphinctes* et *Virgatites*. Voici la liste des fossiles, que j'ai pu déterminer: *Phylloceras apenninicum Canavari, Eurynoticeras Zitteli nob., Perisphinctes Aguilari nob., P. cfr. Danubiensis Schlosser Perisphinctes, forme intermédiaire entre P. contiguus et P. trasitorius, P. Nikitini Mich., Virgatites mexicanus nob., V. sp. ind., Aspidoceras cyclotum Steuer (Oppel), A. fallax nob., A. phosphoriticum nob., A. cajense nob., A. zacatecanum nob.*

Cette faune est un mélange intéressant d'éléments très-différents. Nous y voyons des formes alpines (*Phylloceras apenninicum, Eurynoticeras*) à côté de formes à affinités avec des espèces de l'Europe centrale (*P. cfr. Danubiensis* Schlosser, *Aspidoceras phosphoriticum* nob., (voisin de *l'A. Neoburgense* Schl.). D'autre part nous y constatons des *Virgatites* russes et aussi quelques espèces voisines de formes de la Cordillère argentine.

Et—chose intéressante—si différents que soient les éléments faunistiques de l'assise, ils indiquent cependant tous à-peu-près le même niveau limitrophe entre le Kimeridgien et Portlandien, c'est-à-dire plus ou moins le niveau de la zone à Oppelia lithographica.

7.—*Calcaires phosphoritiques grisâtres.*

Des calcaires grisâtres, puissants de 5 à 6 mètres, surmontent les couches phosphoritiques rougeâtres. Ils contiennent des quantités considérables de phosphate et sont très-siliceux. Généralement on peut distinguer trois niveaux à la base un calcaire noir à bivalves (Lucina?).

au milieu le calcaire gris phosphoritique et très-siliceux avec Perisphinctes et au sommet un banc de la même roche, pétri de la petite *Cucullaea phosphoritica nob.*

Ces couches m'ont fourni les fossiles suivants: *Phylloceras mazapilense nob., Neumayria subrasilis nob., Perisphinctes santarosanus nob., Perisphinctes sp. ind., P. Victoris nob., P. Burkarti nob., Hoplites sp. ind. (cfr. rjasanensis Lahusen et Wallichi Gray).*

Il paraît, que ces assises représentent à la fois une partie du Portlandien inférieur et supérieur.

8.—*Calcaires marneux blanchâtres à silex.*

Lithologiquement ces couches sont très-faciles à reconnaître, et partout se voient du premier coup d'oeil les roches de cette assise: des calcaires marneux et schisteux blanchâtres, qui alternent avec des bancs de silex noir. Les couches, qui atteignent une puissance de 10 mètres environ, renferment beaucoup de fossiles cependant généralement mal conservés. J'en ai pu déterminer d'une manière approximative les suivants: *Perisphinctes cfr. Koeneni Steuer, P. cfr. permulticostatus Steuer, Hoplites cfr. calistoides Behr., Hoplites, plusieurs espèces du groupe de l'Hoplites Calisto.* Cette faune indique le Portlandien supérieur et peut-être, par la présence de l'Hoplites cfr. calistoides, aussi la base du Berriasien.

B.—CRETACIQUE.

I.—Crétacique inférieur et moyen.

1.—*Calcaires et marnes à Holcostephanus. Valanginien.*

Les masses calcaires crétaciques, qui se superposent à la bande de terrains argilo-schisteux, que nous venons d'étudier, représentent toute la série depuis la limite supérieure du Jurassique jusqu'au Crétacé supérieur. A-peu-près au milieu de leur épaisseur ces calcaires sont divisés en deux parties par une assise marneuse très-fossilifère, les "couches à Parahoplites;" d'autre part, à la base du complexe, s'observe une seconde bande marneuse, également riche en fossiles: les "couches à Holcostephanus." Grâce à ces bancs marneux fossilifères il est possible d'établir quatre subdivisions dans le Crétacique inférieur et moyen de Mazapil.

Les marnes inférieures à Holcostephanus sont peu puissantes et séparées des couches jurassiques par quelques bancs calcaires grisâtres de peu d'épaisseur.

Ce sont des marnes généralement jaunâtres, qui contiennent beaucoup de nodules d'oxyde de fer et qui alternent avec des bancs d'un calcaire grisâtre ou brunâtre. Les fossiles sont très-nombreux dans ces couches, et entre les mieux conservés j'ai pu étudier les suivants: *Asticria aff. psilostoma Neumayr et Uhlig, A. cfr. Atherstoni Sharpe, Asticria,* plusieurs *espèces indéterminées, Polyptychites sp. ind., Hoplites n.sp. ex aff. Michaelis Uhlig, H. cfr. hystricoides Uhlig, H. cfr, neocomiensis D'Orb., H. cfr. Thurmanni Pict. et Camp.,* enfin beaucoup de fragments *d'Ammonites* déroulées appartenant probablement aux genres *Hamites et Bochianites.* Malgré l'état

de conservation peu satisfaisant de ces fossiles il ne peut subsister aucun doute sur l'âge de la faune, qui est valanginienne. Beaucoup de rapports paraissent exister surtout avec la faune valanginienne des Carpathes.

2.—*Calcaires grisâtres à silex.*

Audessus des marnes à Holcostephanus s'observent des calcaires, puissants de 400 à 500 mètres, et généralement très-caractéristiques par des intercalations de gros silex. Ces silex, souvent brunâtres à la surface et bleuâtres à l'intérieur, ont généralement une forme très-irrégulière et ne possèdent jamais une extension horizontale considérable comme les intercalations de silex du Crétacé moyen.

Les fossiles sont très-difficiles à extraire de la roche; le seul reste passable, que j'ai trouvé, est un fragment d'un *Holcodiscus.* Malgré cela il est possible de fixer approximativement l'âge des couches: en effet étant intercalées entre le Valangien et les couches limitrophes entre l'Aptien et le Gault, elles doivent appartenir au Hauterivien, Barrêmien et à une partie de l'Aptien.

3.—*Calcaires et marnes jaunes à Parahoplites.*

Une bande de terrains argileux s'intercale entre les masses calcaires décrites et celles du Crétacé moyen. Cette bande est facile à reconnaître surtout dans la Sierra de Santa Rosa, où les dépressions du terrain, qu'elle occasionne, s'observent facilement dans le paysage (voir Planche X). Les couches ne sont pas puissantes, mais très-caractéristiques: des marnes et des calcaires marneux de couleur jaune-clair alternant avec des calcaires compactes grisâtres, bleuâtres ou légèrement brunâtres,

contiennent partout de nombreux fossiles. Entre ces restes, qui ne sont pas dans un état favorable de conservation, j'ai pu étudier les suivants: *Parahoplites cfr. aschiltaensis Anthula, Parahoplites sp. ind.* (plusieurs espèces du groupe du *P. aschiltaensis*), *Parahoplites cfr. Treffryanus Anthula non Karsten, Parahoplites cfr. Milletianus Pictet sp. non D'Orb., Parahoplites sp. ind.*

Le genre Parahoplites, si abondant dans cette assise, a eu son apogée selon plusieurs auteurs, dans les couches limitrophes entre l'Aptien et le Gault (*Douvillé, Ch. Jacob*). En particulier le fossile le plus abondant, *P. Milletianus*, est selon les auteurs (*Kilian, Paquier*) caractéristique pour les couches de passage entre l'Aptien et le Gault et pour les couches basales du dernier étage.

4.—*Calcaires à silex du Crétacé moyen.*

Une série très-puissante de calcaires grisâtres généralement bien lités, dont les bancs alternent avec des intercalations de silex noirs, représente le Crétacé moyen. Ces calcaires atteignent une puissance de 400 à 500 mètres et sont faciles à reconnaître, car dans aucune autre division de la série jurassico-crétacique de Mazapil s'observe une masse aussi puissante de calcaires bien stratifiés, d'une alternance aussi régulière avec des bancs et lentilles de silex noir. Ces intercalations de silex ont presque toujours une grande extension; ce sont plutôt des bancs que des lentilles.

La roche n'est pas pauvre en fossiles, au contraire dans les couches abondent des *Ammonites déroulées*, généralement de très-petite taille, appartenant aux genres *Hamites, Crioceras, Ancyloceras*, et probablement *Hamulina*. Cependant ces restes ne sont pas déterminables spécifiquement.

Dans la partie supérieure des couches, surtout développée au versant austral de la Sierra de Santa Rosa, la roche est pétrie de restes de *Gastéropodes* et contient en outre de petits *Scaphites*.

L'unique fossile passablement conservé, que j'ai pu trouver dans ces assises, est *Schloenbachia acutocarinata* (*Shumard*) *Marcou sp.*[1] (*Jules Marcou*: Geology of North America Zürich 1858, Plate V. fig. 1.ª; comp. aussi *G. Steinmann;* Ueber Tithon und Kreide in den peruanischen Anden, N. J. Min., G. u. P: Jg. 1881, II Bd. p. 139). Mon échantillon porte plus de côtes simples que de côtes dichotomes, qui ne s'observent que sur la partie intérieure du plus grand tour; il se rapproche donc plus du type de *Marcou*, que des échantillons de Pariatambo décrits par *Steinmann*.

Schloenbachia acutocarinata est citée du Gault et du Cénomanien de l'Amérique du Nord et du Pérou, et paraît indiquer, que nos calcaires à silex représentent le Crétacé moyen. Cette conclusion est confirmée d'autre part par des raisons stratigraphiques, les calcaires à silex étant intercalés entre les marnes à Parahoplites (couches limitrophes entre l'Aptien et le Gault) et les schistes à Inoceramus du Turonien inférieur.

Les mêmes assises se retrouvent en dehors de la région de Mazapil dans plusieurs endroits; je les ai constaté à Noria de Angeles, au sud d'Ojo Caliente (Zacatecas) et près de Fresnillo. Elles existent aussi à Catorce et selon les découvertes récentes de M. l'ingénieur des Mines *L. Carranco* ces assises s'observent près de Camacho (à l'ouest de Mazapil), d'où nous avons reçu quelques fossiles assez bien conservés, qui ont été receuillis

---

1 J'ai trouvé ce fossile dans la partie supérieure du calcaire, au chemin de Concepción del Oro à Mazapil.

par M. *Carranco*. Mon collègue, M. *E. Böse*, et moi nous avons pu constater entre ces restes des *Turrilites du groupe du T. costatus Lam., des Schloenbachia du groupe de la Schloenbachia inflata Sow.* et une *Schloenbachia* très-voisine de la *Schl. Utaturensis* Stoliczka.

Pour le moment il n'est pas encore possible de séparer le Gault du Cénomanien, parce que ces deux étages sont lithologiquement confondus et les fossiles sont trop peu nombreux.

II.—*Crétacique supérieur.*

La transition des calcaires du Crétacé moyen aux schistes à Inoceramus superposés est tout-à-fait graduelle.

Peu à peu la roche devient plus schisteuse, mais parait encore appartenir au Crétacé moyen. (Un *Turrilites* mal conservé, probablement du groupe *costatus* a été trouvé au chemin de Santa Rosa.)

Plus haut les calcaires schisteux et schistes surtout bleuâtres, violâtres et jaunâtres prédominent, alternant avec des calcaires bleuâtres et par place avec des roches gréseuses. Ces schistes contiennent beaucoup *d'Inoceramus* et quelques restes *d'Ammonites* mal conservés.

Il paraît indubitable, que ces Inoceramus fragmentaires et mal conservés, sont indentiques avec les *Inoceramus* du Turonien inférieur de Parras. Je renvoie le lecteur au travail de mon collègue, M. *E. Böse*[1] dans lequel on trouvera des indications sur nos Inoceramus, et je profite de cette occasion pour remerciar M. *Böse* de la bonté avec laquelle il a bien voulu comparer mes Inoceramus avec ceux receuillis par lui à Parras.

---

1 E. Böse: Les environs de Parras dans ce guide; voir aussi Boletín del Inst. geol. de México N.° 26.

Il est fort probable que les grès verts accompagnés de schistes brunâtres et noirâtres, qui surmontent les schistes à Inoceramus et affleurent au fond des vallées de la région d'études, appartiennent au Crétacé supérieur. Cependant n'ayant pu trouver aucun fossile dans les assises, je ne peux dire rien de certain à cet égard.

APPENDICE.

QUELQUES COUPES STRATIGRAPHIQUES DÉTAILLÉES.

I. *Coupe relevée le long du chemin de Mazapil à Santa Rosa*, à partir de la vallée par Puerto Arrieros, et Puerto blanco jusqu'au Cerro de la Espuela.

(Cette coupe sera visitée par le Congrès).

Crétacique supérieur.

1. Grès verdâtres.

2. Schistes brunâtres, violâtres ou bleuâtres, calcaires bleus et couches marneuses, contenant beaucoup de restes d':

Inoceramus sp. div.

Turrilites sp. ind.

Et plusieurs empreintes d'Ammonites indéterminables.

Crétacique moyen.

3. Calcaires bleuâtres ou gris, alternent avec des bancs de silex noirs, généralement bien lités, très-puissants, les bancs de silex sont très-nombreux dans tout le complexe.

Les fossiles sont généralement mal conservés mais par place très-abondants. On observe surtout des Ammonites

déroulées de très-petite taille; *Hamites, Ancyloceras.* Au chemin de Concepción del Oro à Mazapil j'ai trouvé dans ces couches un assez bon exemplaire de *Schloenbachia acutocarinata* Marcou (Shumard) sp.

Crétacique inférieur.

4. Au Puerto Arrieros s'observent des couches marneuses et marno-calcaires généralement jaune-clair, bleuâtres ou grisâtres.

Ces bancs contiennent:

Paraholites sp. ind.

Parahoplites cfr. Milleti Pictet et Campiche.

5. Suivent des calcaires très-puissants, généralement bien lités, grisâtres, avec des bancs et intercalations irréguliers de silex. Ces silex sont généralement brunâtres à la surface et très-épais, beaucoup plus épais et irréguliers que les silex des assises 4.

6. Au Puerto blanco s'observent intercalées dans des calcaires bleuâtres ou grisâtres compactes des couches marneuses ou marno-calcaires, généralement un peu jaunâtres, contenant des nodules d'oxyde de fer. On y recueille:

Polyptychites sp. ind.

Astieria cfr. Atherstoni Sharpe.

Hoplites cfr. hystricoïdes Uhlig.

Hoplites cfr. neocomiensis D'Orb.

Hoplites cfr. Thurmanni Pict. et Camp.

Fragments appartenant probablement aux genres *Bochianites* et *Hamites.*

7. Au Puerto blanco même s'observe un filon de roche éruptive (Dacite) d'une puissance de 6-8m.

8. Calcaires grisâtres, compactes, 6 m.

9. Un second filon de roche éruptive puissant de 3 m.

Portlandien.

10. Calcaires marneux et schisteux blanchâtres, bien lités, alternant avec des bancs de silex noirs.

Hoplites du groupe Calisto D'Orb.

Hoplites sp. ind.

?*Cardioceras* sp. ind.

11. Calcaires phosphoritiques et siliceux, grisâtres, couches marneuses en haut avec de nombreuses *Cucullaea phosphoritica* nob.

12. Banc à Bivalves en haut, ensuite calcaires phosphoritiques rougeâtres et jaunâtres et calcaires noirâtres, souvent tachetés.

Restes d'Ammonites.

Cucullaea sp. ind.

(Au Cañón de San Matías on trouve dans cette couche les *Virgatites* cités ci-dessus.)

Kimeridgien.

13. Argiles schisteuses, grisâtres, brunâtres et violâtres.

Aspidoceras avellanoides Uhlig.

Waagenia cfr. harpephora Font.

Waagenia, diverses espèces.

14. *A*. En haut des calcaires noirs compactes et *B* en bas des calcaires marneux brunâtres, formant deux bancs peu puissants (environ 1 m.).

A. Dans le banc calcaire du sommet, qui est très-fossilifère, se trouvent:

Oppelia (*Neumayria*) *cfr. trachynota* Font.

Oppelia (Neumayria) aff. Strombecki Oppel sp.

Oppelia (Neumayria) cfr. Nereus Font.

Haploceras Fialar Oppel sp., très-abondant.

Haploceras aff. Fialar Oppel, trois formes différentes.

Haploceras transatlanticum nob.

Haploceras aff. transatlanticum nob.

Haploceras zacatecanum nob.

Haploceras aff. zacatecanum nob. trois formes différentes.

Haploceras mexicanum nob.

Haploceras cornutum nob.

Haploceras Felixi nob.

Haploceras costatum nob.

Craspedites mazapilensis nob.

B. Dans le banc marno-calcaire, en partie brunâtre de la base s'observent:

Aspidoceras cfr. inflatum binodum Qust.

Aucella, plusieurs espèces des groupes de *l'Aucella Pallasi* Keys, et de *l'Aucella Bronni* Rouill.

15. Couches marneuses et schisteuses brunâtres avec intercalations de rognons calcaires avec:

Neumayria Ordoñezi nob.

Oppelia (Neumayria) harpoceroides nob.

Oppelia (Neumayria) sp. ind.

Macrocephalites epigonus nob.

Perisphinctes aff. cyclodorsatus Moesch sp.

16. Calcaire noir, par place luisant, à la surface rougeâtre, forme un banc puissant.

17. Calcaires très-puissants, grisâtres, en gros bancs, formant tout le centre de la Sierra de Santa Rosa, contenant généralement beaucoup de Nérinées. Intercalés dans ce calcaire se trouvent des bancs de Coraux et des

bancs marneux grisâtres avec nombreuses Bivalves (*Pholadomya, Trigonia, Astarte, Opis,* etc.) Gastéropodes (*Harpagodes*) et Brachiopodes (*Terebratula*).

II.—Coupe relevée sur la "Vereda del Quemado" Sierra de la Caja, à partir du "Valle de Mazapil."

(Voir Planche III et IV.)

1. Plusieurs centaines de mètres. Calcaires grisâtres du Crétacique inférieur.

Portlandien.

2. Calcaires blanchâtres marneux et schisteux avec bancs de silex noirs. *Perisphinctes cfr.* ***Richteri*** Oppel sp.; *Hoplites*, plusieurs espèces du groupe de l'Hoplites Calisto d'Orb. et Zittel. 8 m.

3. Marnes et schistes brunâtres. 3-4 m.

4. Banc à *Cucullaea phosphoritica* nob. Calcaires phosphoritiques grisâtres.

5. Calcaires phosphoritiques grisâtres, *grands Perisphinctes, Neumayria subrasilis* nob. 5-6 m.

6. Marnes et schistes brunâtres, calcaires marneux. 4-5 m.

7. Calcaires phosphoritiques rougeâtres, très-fossilifères, à taches noires. 1 m.

Phylloceras apenninicum Canavari.
Eurynoticeras Zitteli nob. très-abondant.
Perisphinctes Aguilari nob.
Perisphinctes Nikitini Mich.
Aspidoceras cyclotum Steuer (?Oppel).
Aspidoceras fallax nob.

Aspidoceras phosphoriticum nob.
Aspidoceras cajense nob.
Aspidoceras zacatecanum nob.
Cucullaea sp. et plusieurs Bivalves.

Kimeridgien.

8. Argiles et schistes brunâtres, en partie couverts de végétation; dans ce complexe s'observe un banc calcaire saillant. 30 m.

9. Calcaire noir, formant un banc d'un m., très-riche en fossiles,

Phylloceras aff. consanguineum Gemm.
Haploceras Fialar Oppel sp., très-abondant.
Haploceras costatum nob.
Craspedites praecursor nob.
Craspedites mazapilensis nob.

10. Marnes, schistes, calcaires marneux brunâtres et jaunâtres, contenant beaucoup d'impressions de Perisphinctes et d'autres Ammonites.

Intercalés dans ces couches s'observent des rognons calcaires souvent très-considérables, formés d'un calcaire noir compact très-semblable au calcaire N.° 9 et pétris de fossiles. J'y ai receuilli: environ 30 m.

Lytoceras sp. ind.
Oppelia Bösei nob.
Perisphinctes aff. cyclodorsatus Moesch.
Aspidoceras quemadense nob.
Aspidoceras bispinosum Qust. sp.
Aspidoceras mazapilense nob.
Idoceras cfr. zacatecanum nob.
Idoceras cfr. hospes Neumayr sp.
Idoceras laxevolutum Font sp.
Idoceras cajense nob.

Idoceras inflatum nob.

Aulacostephanus sp. ind.

Et beaucoup d'autres restes mal conservés.

11. Calcaires rougeâtres et noirs, compactes, par place avec des surfaces luisantes, 2 m.

Trigonia grande espèce.

Bivalves.

12. Marnes et schistes marneux gris et brunâtres, quelques cm.

13. Calcaires gris et blanchâtres, compactes, en gros bancs, très-puissants, forment toute la partie centrale de la Sierra de la Caja; par place pétris de *Nérinées.*

III.—REMARQUES SUR LES ROCHES ÉRUPTIVES.

D'après une communication de M. le Prof. H. Rosenbusch.

M. le Prof. *H. Rosenbusch* a eu la bonté d'examiner des échantillons des diverses roches de la région. Selon cette communication, que nous publions ci-dessous verbalement, on peut distinguer les types de roches suivants.

1. SIERRA DE SANTA ROSA.—*La masse intrusive de Las Parroquias* est formée par une roche dacitique, tantôt par une Dacite à mica, tantôt par une Dacite à biotite et amphibole. Les filons, qui se détachent de cette masse, sont également formés par la même Dacite. En outres s'observent isolés entre les masses sédimentaires de la Sierra, de petits affleurements de la même roche (Cerro de la Lucerna, Rancho Canela, Puerto del Aire).

Ce sont probablement des filons, qui se trouvent en communication souterraine avec la masse dacitique de Las Parroquias.

La *masse intrusive de Santa Rosa* (Cerro Colorado)

est constituée par une roche éruptive fortement altérée, dont on peut dire seulement, que c'est une roche porphyrique sans pourvoir la déterminer exactement.

2. DANS LA SIERRA DE LA CAJA s'observent plusieurs affleurements éruptifs.

Ceux du *Cajón de San José et de ses alentours* apparaissent ça et là audessous des roches sédimentaires. Ils paraissent former une seule et unique masse intrusive, qui pourrait très-bien être la continuation de la masse intrusive dioritique de Concepción del Oro. Les roches du Cajón de San José appartiennent à une Diorite augitique, celles de la masse située au nordouest de ce Cajón, à une Syénite à mica.

La *masse éruptive du Cerro Carnero* correspond peut-être à un centre d'éruption, car on voit la masse s'amincir en bas et se prolonger sous forme d'une tige étroite jusqu'au niveau de la bande du Kimeridgien-Portlandien (voir la carte au 50,000^{e}.). La roche est une Andésite à Amphibole.

Enfin il y a encore plusieurs affleurements isolés et peu considérables de roches éruptives dans la Sierra de la Caja; cependant par l'état profondément altéré de ces roches une détermination est impossible et je les ai désigné sur la carte comme "roches éruptives en général."

Dans la partie tectonique (voir ci-dessous) je m'occuperai en détail de la Tectonique des masses éruptives de la Sierra de Santa Rosa ainsi que des phénomènes de contact et du système de filons métallifères, qui s'observent à leur limite.

Ici je fais suivre textuellement les renseignements sur les roches éruptives, que M. le Prof. *Rosenbusch* a bien voulu nous communiquer.

REMARQUES SUR LES ROCHES ÉRUPTIVES DE LA RÉGION PAR M. LE PROF. H. ROSENBUSCH.

(Pour éviter des confusions je fais suivre les remarques en allemand, reproduisant verbalement la communication).

I.—ERUPTIVMASSE VON LAS PARROQUIAS (SIERRA DE SANTA ROSA).

"Die intrusive Masse von Parroquias ist nach den mir vorliegenden Proben nicht ganz einheitlich.

Probe 1 (von der Hauptmasse westlicher Teil) stellt einen unfrischen *Glimmerdacit* dar mit Einsprenglingen von Sanidin und zonarem Plagioklas (die Kerne sind Labradorit Ab. 55, An 45; die äussern Schalen basischer Oligoklas Ab. 65, An 35), sowie von Quarz. Die Einsprenglinge von Biotit sind gänzlich in ein Gemenge von Chlorit und Epidot umgewandelt. Die Grundmasse ist mikrogranitisch, aus isometrischem Orthoklas und Quarz aufgebaut.

Probe 2 (ebenfalls von der Hauptmasse, aber östlicher Teil) war in frischem Zustande wohl ein hyalopilitischer *Biotit-Amphibol-Dacit mit* Einsprenglingen von Oligoklas, Biotit, Amphibol, Quarz und Pseudomorphosen von Calcit nach einem verschwundenen Mineral (wahrscheinlich Pyroxen). Die Grundmasse besteht aus kleinen isometrischen Orthoklasen, die eingebettet sind in ein sekundär-allotriomorph-körniges Gemenge von Feldspat und Quarz, das aus ursprünglichem Glase hervorgegangen sein dürfte. Zirkon wurde vereinzelt beobachtet. Die Quarzeinsprenglinge führen zierliche Glaseinschlüsse.

Probe 3 vom Puerto blanco (von der Hauptmasse aus-

gehender Gang) ist gleichfalls ein *Biotit-Amphibol-Dacit* mit ursprünglich hyalopilitischer Grundmasse, deren Feldspate aber hier leistenförmig nicht isometrisch sind. Viel Calcit.

Probe 4 vom Puerto del Aire (isolirtes gangartiges Vorkommen, das in der Tiefe wohl mit der Hauptmasse in Verbindung steht).

Einsprenglinge von Calcitpseudomorphosen nach Feldspat, von dem keine Spur erhalten blieb, von wenig Quarz und Biotit liegen in einer von Eisenoxydkörnchen durchstäubten, sehr feinkörnigen mikrogranitischen Grundmasse mit isometrischem Feldspath. *Mikrogranitischer Glimmerdacit.*

Probe 5 vom Rancho Canela (isolirtes Vorkommen) ist ein klastisches Gestein in stark verändertem Zustande. Es besteht: 1.) aus regellos eckigen Fragmenten von Glimmerdacit mit ursprünglich glasiger oder mikrofelsitischer Basis, die aber ebenso wie die Feldspathe verkieselt ist; 2.) aus viel eckigen und scharfkantigen Quarzplittern und 3.) aus Fragmenten von einem hornfelsartigen Gemenge von viel braunen Biotitblättchen, viel Quarz und etwas Feldspat. Alles das ist durchtränkt mit Calcit. Ob ein Dacit mit viel Einschlüssen oder eine Eruptivbreccie vorliegt, ist nicht zu entscheiden auf Grund des mir gesandten Materials."

II.—Eruptivmasse von Santa Rosa (Sierra de Santa Rosa).

"*Probe 1 vom Südabhang des Cerrito Colorado* ist ein vollständig verändertes porphyrisches Gestein von dessen Einsprenglingen nur die scharfkantigen Quarzplitter erhalten sind. Was nach den Umrissen einst Feldspateins-

prenglinge waren, ist in ein Haufwerk chloritischer Sphärokrystalle von optisch + Charakter, was nach den Umrissen Biotiteinsprenglinge waren, ist in denselben Chlorit, der aber hier ganz mit Eisenerzstäubchen und Schnüren erfüllt ist, umgewandelt. Die ursprünglich sphärolitische Grundmasse ist zu einem allotriomorph-körnigen Quarz-Feldspat-Gemenge geworden. Qarzleisten und Schnüre markiren die ursprünglichen Boutonnieren.

Probe 2 vom Gipfel des Cerro Colorado ist wohl dasselbe Gestein, aber hier sind Einsprenglinge und Grundmasse in ein Gemenge von Muscovit und Quarz verwandelt.

Auch *Probe 3 von Santa Rosa* (bei der Negociación minera, nahe am Contact mit Kalk), ist dasselbe wie Probe 2. In keinem der Gesteine der Masse von Santa Rosa konnte ein idiomorpher Quarzeinsprengling gefunden werden; alle Quarze waren fragmentär. Probe 3 enthält grobkörnige rundliche Quarzaggregate, die ich nicht genetisch zu deuten vermag."

III.—Eruptivmasse des Cerro del Carnero (Sierra de la Caja).

"Die Probe war ursprünglich ein vitrophyrischer *Amphibolandesit*, der nur Amphiboleinsprenglinge führte. Dieser ist umgewandelt in ein Kieselmineral von optisch + Charakter, wohl Quarz, der zahlreiche tafelförmige Anataskryställchen beherbergt und stets von einem Mantel von Brauneisen eingefasst ist."

IV.—Eruptivmasse der Umgebung des Cajón de San Jose (Sierra de la Caja).

"*Probe 1 vom obern Ende des Cajón San José.*—Aus einem mittelkörnigen Gemenge von Orthoklas, Andesin und Diopsid nebst Erzen heben sich mit grössern Dimensionen Individuen von saurem Labrador mit Mänteln von Andesin ab. Biotit und vereinzelte Hornblende. sowie etwas Titanit sind die Uebergemengteile. Der Orthoklas ist der jüngste wesentliche Gemengtheil. Das Gestein ist ein porphyrartiger und orthoklasreicher *Augitdiorit.*"

Probe 2 von der mittlern der 3 Massen vom Cajón San José.—In dieser Probe herrscht der Orthoklas über den Kalknatronfeldspat vor, der hier auch albitreicher ist und zum Oligoklas gehört. Die dunkeln Gemengtheile sind zu Calcit verwittert und waren nach den Durchschnitten herrschend Biotit. Alle Feldspate sind stark kaolinisch, Titanit accessorisch. Die Structur hier und in Probe 1 vorzüglich schön hypidiomorph. Das Gestein (Probe 2) ist ein *Glimmersyenit.*"

IV.—TECTONIQUE.

(Voir les deux Cartes et la Planche de Profils).

La tectonique de la région d'études est rélativement simple. Chacune des deux Sierras est formée par un anticlinal, dont le centre est occupé par les assises suprajurassiques, tandis que dans les deux flancs s'observent les assises du Crétacique inférieur et moyen. La vallée

de Mazapil entre les deux chaînes est un vaste synclinal de couches supracrétaciques. Cette structure est compliquée d'une part par des fractures d'extension considérable d'autre part par des masses éruptives qui ont modifié la tectonique dans la Sierra de Las Bocas en déplacant les assises jurassico-crétaciques et en produisant quelques failles.

1.—*Sierra de Santa Rosa.*

(Voir Carte au 25,0000e. et profils).

La structure de la partie orientale de la Sierra de Santa Rosa, aux environs du Cerro de San Matías, du Cerro de Todos Santos et du Cerro San José est assez simple. (Profil I-III). C'est un anticlinal de couches jurassico-crétaciques avec quelques replis secondaires, qui se voit très-bien déjà de loin comme le démontre la Pl. IX. Le calcaire à Nérinées avec plongement anticlinal occupe le centre de la Voûte, et des deux côtés suit d'abord la bande de terrains kimeridgiens-portlandiens, qui origine deux vallons (Cañón de San Matías, Cañón entre le Cerro Todos Santos et le Cerro San José), ensuite le calcaire du Crétacé inférieur et moyen.

On observe une légère tendance à la formation d'une voûte en éventail, les couches plongeant par place des deux côtés vers le centre; en outre il faut remarquer, que le flanc nord de l'anticlinal est un peu couché et qu'on observe par place des plissements très-intenses, surtout dans les calcaires mésocrétacíques.

Cette structure assez simple est compliquée par deux fractures au nord et à l'ouest du Cerro San Matías. L'une de ces failles est figurée sur la Pl. XIII. Elle se manifeste surtout par la terminaison brusque des bancs de marnes

grises à bivalves. La fracture elle même est marquée dans le terrain par une bande plus dépourvue de végétation que les alentours.

La seconde faille, au nord du Cerro San Matías, longe la limite septentrionale du calcaire à Nérinées et met le Valangien en contact immédiat avec cette roche. Cette tendance de produire des fractures ou au moins des irrégularités de plongement à la limite entre les calcaires compacts à Nérinées et les terrains argileux et marneux superposés se reproduit dans plusieurs points de notre région d'études; fait que je signale à cette ocassion pour ne plus y revenir. (Comparez Profil I, Cerro todos Santos; Profil V, Chorreadero; Profil X, Canela; Profil XIII.)

Regardant le panorama de Santa Rosa depuis le Cerro de la Espuela voir Pl. IX) on se trouve sur le centre de l'anticlinal, formé de calcaires à Nérinées et on aperçoit la continuation orientale de la voûte, au delà de Santa Rosa, au Cerro de San Matías et Todos Santos. Mais ce qui est surprenant au premier coup d'oeil, c'est l'interruption brusque de la voûte par la vallée de Santa Rosa, au milieu de laquelle s'élève une montagne pyramidale complètement isolée. On voit de loin déjà, que cette montagne se distingue des autres cîmes par la couleur rougeâtre de la roche et par ce motif je propose de la nommer "Cerro Colorado." Cette montagne curieuse, ainsi que le Cerrito Colorado à côté d'elle, est formée d'une roche éruptive porphyrique (voir ci-dessus p.). Le centre de la voûte de la Sierra de Santa Rosa est donc interrompu par une masse éruptive de forme presque circulaire et on a l'impression, que celle-ci s'est ouvert le chemin à travers les roches sédimentaires à-peu-près comme un bouchon d'une bouteille de champagne.

La masse porphyrique de Santa Rosa a une forme particulière; elle coupe les roches sédimentaires comme un véritable "Stock" tant à l'est qu'à l'ouest, tandis que leur limite septentrionale et méridionale est parallèle avec le plongement des couches infracrétaciques environnantes. Pl. IX et X montrent comme la roche éruptive coupe les assises sédimentaires, Pl. XI au contraire nous enseigne un parallèlisme complet entre la limite de la masse éruptive et la stratification des calcaires infracrétaciques superposés.

La masse porphyrique de Santa Rosa est nettement intrusive, car on observe tout autour une zone de roches sédimentaires métamorphosées par le contact éruptif. Il est intéressant que cette zone métamorphosée et minéralisée est surtout développée à la limite orientale et occidentale de la masse éruptive, c'est-à-dire là, où cette masse coupe les roches sédimentaires presqu'à angle droit.

Pl. XII montre une partie de la zone minéralisée, qui consiste comme ailleurs surtout de lits de fer rouge, et qui s'intercale ici entre le cualcaire à Nérinées métamorphosé d'une part et la roche porphyrique d'autre part. La limite de cette dernière n'est pas tout à fait verticale, mais montre un plongement vers le nordouest.[1]

Les filons métallifères (argent, or, plomb) de Santa Rosa sont en relation intime avec la zone minéralisée mentionnée. Ils se trouvent presque tous à la limite orientale de la masse éruptive là, où celle-ci coupe les sédiments jurassiques à angle droit. On peut distinguer deux systèmes de filons, dont les uns ont une direction parallèle à la limite de las masse éruptive, trandis que

1 Ce plongement s'observe aussi à l'intérieur de plusieurs mines, par exemple dans le Socavón de las Turquesas.

les autres sont plus ou moins perpendiculaires à ce direction. Selon une communication aimable de M. l'ingénieur *C. Figueroa* la richesse en métaux est le p considérable aux endroits, où les deux systèmes de fil se croisent et aussi là, où les filons se réunissent a la zone minéralisée du contact.

Au métamorphisme de contact est certainement au dûe la formation des *turquoises* du "Socavón de l Turquesas."

Ces turquoises, ont la forme de rognons et s'observe là où les assises phosphoritiques de la bande portlandie ne sont en contact avec la masse phorphyrique. Comm j'ai démontré dans d'autres travaux[1] les calcaires po tlandiens de la région contiennent jusqu'à 20% de P_2O En outre, selon une analyse de M. le Dr. *de Vigier* on constate de la silice, du fer et de l'alumine. Presqu tous les éléments pour la formation des turquoise étaient donc offerts par la roche, et ce n'est que le cuivre qui a dû y être apporté par l'éruption. Nous devon probablement admettre, que lors ou à la suite de l'érup tion de la masse porphyrique, des eaux thérmominérales en circulant par les roches phosphoritiques infiltrèren les turquoises dans la roche sédimentaire, fendillée au contact avec la masse éruptive.

A l'ouest de la masse éruptive de Santa Rosa nous observons la continuation de l'anticlinal du Cerro San Matías et Todos Santos. Profil V, qui coupe la Sierra entre Santa Catarina au nord et la vallée de San José au sud, passant par Puerto blanco, le Cerro de la Espuela et le Cerro de la Lucerna, montre en effet complètement la même structure que le Profil III.

1 La faune jurassique de Mazapil, Boletín núm. 23 del Instituto Geológico de México, 1906.

Le flanc nord de la grande voûte jurassico-crétacique est couché avec plongement austral des couches. Le flanc sud montre aussi par place une légère tendance de se coucher. Cette structure se poursuit avec quelques changements jusqu'à la terminaison occidentale de la chaîne comme le prouve le Profil X. Cependant dans cette partie occidentale de la Sierra la structure a été modifiée par la masse éruptive de Las Parroquias, qui s'est introduite comme un coin entre les couches jurassico-crétaciques du flanc nord de la voûte.

La masse éruptive dacitique de Las Parroquias a une forme tout particulière.

Les sédiments métamorphosés au contact de la masse (Décoloration des schistes et argiles suprajurassiques, marmorisation du calcaire à Nérinées) et surtout dans le toit de celle-ci, ainsi que les filons, qui s'en détachent, prouvent clairement, qu'il se traite d'une masse intrusive. Mais la forme de cette masse intrusive cadre aucunément avec les formes habituelles de ces masses. Ce n'est ni un "Stock" ni une Laccolithe, ni un "Lagergang" ou quelqu'autre forme connue. C'est une masse allongée, rélativement peu épaisse, dont les limites latérales sont parallèles avec la stratification des couches sédimentaires voisines, tandis que la limite supérieure, visible surtout à la terminaison orientale de la masse, se comporte comme un "Stock" et ne montre aucun parallèlisme avec les couches superposées, qu'elle coupe presqu'à angle droit. On peut comparer la masse avec un "Lagergang" d'épaisseur considérable, mais cette épaisseur est trop grande pour qu'on puisse appliquer le terme mentionné.[1]

---

1 Ceux, qui ont besoin d'un noveau nom, pourront peut-être accepter la dénomination "Sphénolithe."

Du toit de la masse de Las Parroquias se détachent plusieurs filons, et il est probable, que les affleurements isolés de Dacite, qu'on observe dispersés par la chaîne, soient aussi en communication souterraine avec la masse principale.

Comme la masse de Santa Rosa, celle de Las Parroquias a métamorphosée les couches jurassiques et infracrétaciques, de sorte que l'intrusion est certainement postérieure à la formation de ces couches. Probablement elle est assez moderne et à-peu-près contemporaine avec le plissement principal des Sierras, à son tour postérieur au dépôt des couches supracrétaciques, qui ont encore été plissées avec les couches sousjacentes.

La masse de Las Parroquias offre un intérêt tout particulier par la clarté avec laquelle on observe des rapports entre la masse intrusive et la tectonique de la Sierra. En effet l'intrusion de ce coin de masse éruptive entre les couches du flanc nord de la voûte—qui est un flanc moyen couché—a déplacé et brisé les couches jurassico-crétaciques environnantes.

Ce déplacement des couches par la masse éruptive s'observe clairement, quand on suit la bande septentrionale de terrains kimeridgiens-portlandiens de la Sierra, depuis le Puerto blanco jusqu'à l'endroit, où l'arroyo de Las Bocas sort de la Sierra pour entrer dans la vallée de Mazapil.

Au nord du Cerro de La Espuela on voit la bande citée passer avec direction est-ouest depuis la vallée de Santa Rosa par Puerto blanco jusqu'à l'arroyo de Las Bocas dans la partie supérieure du Cañón du même nom. De l'autre côté de la masse de Las Parroquias, à l'ouest, on retrouve la même bande avec la même direction, passant par le Cañón et Puerto del Aire. Mais la partie

de la bande, que nous avons observé au Puerto blanco, ne communique pas en ligne droite avec celle du Puerto del Aire, quoiqu'au premier coup d'oeil il semble bien, qu'elle doit suivre le Cañón de Las Bocas dans toute sa longueur. Il n'en est rien; la bande est déplacée horizontalement vers le sud, à la limite australe de la masse de Las Parroquias, et ce déplacement, d'une ampleur d'environ 800 mètres, s'observe clairement sur la carte au 1:25,000^e, sur les Profils V à X et sur les vues Pl. VI-VIII.

Par suite du déplacement mentionné la bande kimeridgienne-portlandienne ne passe pas par le Cañón de Las Bocas, mais on la voit affleurer beaucoup plus au sud, derrière Las Parroquias, aux pentes septentrionales de la Sierra et du Picacho alto de Las Bocas, où elle longe la limite australe de la masse éruptive.

La masse intrusive de Las Parroquias ne s'est pas introduite tout à fait parallèlement entre les couches sinon elle a coupée les couches un peu obliquement. Ainsi, à la terminaison occidentale, la masse s'intercale entre les calcaires infracrétaciques, puis vers l'est elle s'introduit d'abord entre les couches valanginiennes et enfin, à la terminaison orientale, entre le Valangien au nord et la bande kimeridgienne au sud (voir la carte au 25,000^e).

Tandis que la masse intrusive est assez mince à l'ouest et gagne peu à peu en épaisseur vers le centre, elle est au contraire plus épaisse à l'est et là son épaisseur est considérable dès son apparition. Conformément à cette disposition a eu lieu le déplacement des couches environnantes: à la terminaison orientale, où la masse fait leur apparition brusque, étand dès le commencement considérablement épaisse, les couches ont été complètement bri-

sées et une faille s'est formée;[1] à l'ouest au contraire, où la masse s'amincit peu à peu, les couches sont encore en continuation presque complète et elles y ont été fortement infléchies et seulement partiellement fracturées. (voir la carte.) Cette disposition me paraît en pleine contradiction avec l'hypothèse d'une cavité préexistante, dans laquelle le magma serait entré d'une manière passive. Comment en effet s'imaginer une cavité allongée, limitée d'un côté par une faille, de l'autre par une inflexion des couches et au suplus admettre, que cette cavité aurait existé dans le flanc moyen couché d'une voûte, où la compression a certainement atteint le maximum?

Avec *Branco* et d'autres auteurs[2] je crois devoir admettre, que le magma a eu la force de s'ouvrir le chemin, de déplacer les roches sédimentaires et de jouer ainsi un rôle actif lors de la formation des montagnes.

Avant de terminer je veux remarquer, que le déplacement des couches se fait sentir non seulement au voisinage immédiat de la masse éruptive mais encore plus loin, quoiqu'en moindre degré. Ainsi au Puerto del Chorreadero s'observe clairement, que la bande australe de terrains kimeridgiens-portlandiens de la Sierra s'infléchit vers le sud et dans la Sierra Gallos Blancos on voit les couches crétaciques s'infléchir légèrement vers le nord, surtout immédiatement à l'ouest du Puerto Arrieros (voir la carte 1 à 25,000).

---

1 Pour les détails de cette faille voir la carte au 1:25,000e. La faille est bien visible sur Pl. VII.

1 Il n'est pas possible de citer ici toute la littérature du reste bien connue qui traite de ces questions.

2.—*Sierra de La Caja.*

Je ne donnerai ici qu'un aperçu très-sommaire de la Sierra de la Caja, qui ne sera pas visitée par les excursionistes.

La structure générale de la Sierra est semblable à celle de la Sierra de Santa Rosa, surtout dans la partie occidentale.

Les Profils XII et XIII démontrent, que là aussi nous observons une voûte, dont le centre est ocupé par les assises suprajurassiques, tandis que les deux flancs sont formés de couches crétaciques. Cette structure simple se complique vers l'est, où apparaissent des roches éruptives intrusives et où se montrent des fractures considérables.

Une grande fracture s'observe dans le flanc septentrional de l'anticlinal de La Caja. Le plan de cette fracture est incliné vers le nord et la faille a mis en contact anormal sur une grande extension le calcaire à Nérinées du centre de la voûte et les calcaires mésocrétaciques du flanc nord.

Sur toute cette extension la bande de terrains kimeridgiens-portlandiens manque complètement entre les calcaires à Nérinées et ceux du Crétacé inférieur et moyen. Il y a donc deux masses calcaires d'âge différent, qui ont été mises en contact par la faille sur une grande partie des pentes septentrionales de la Sierra. Par là il n'est pas toujours facile de poursuivre la fracture d'autant plus, que les pentes septentrionales de la Sierra de la Caja n'offrent que peu de sentiers et sont couverts de buissons et arbres épineux.

Il y a cependant plusieurs endroits, où la faille se manifeste clairement. Ainsi, en suivant le sentier, qui

passe par le Puerto de los Novillos pour conduire aux chaumières du même nom dans la Vallée De Bonanza, on descend depuis le Puerto vers le nord d'abord par le calcaire à Nérinées du centre de la Sierra. Ce calcaire montre un plongement vertical comme le démontre Profil X et contient en plusieurs endroits beaucoup de Nérinées. On arrive ainsi jusqu'à une petite plateforme, qui marque la fracture, car au delà s'observe déjà le calcaire à Silex du Crétacé moyen avec ses fossiles caractéristiques (petites Ammonites déroulées). Ce calcaire, en contact immédiat avec celui à Nérinées du Jurassique supérieur, appartient à la partie relativement effondrée au nord de la faille tandis que le calcaire à Nérinées a été relativement soulevé. Il montre des directions très-variées étant fortement plissé; et ces plis, qui affectent la forme d'une multitude d'échelons, s' observent jusqu'au pied de la Sierra, où le calcaire est recouvert par les schistes à Inoceramus et les grès verts également fort disloqués.

Il est très-intéressant, que la faille coïncide en plusieurs endroits avec des filons métallifères, qui ont été éraflés dans quelques endroits, où l'on voit encore des fouilles ("catas").

Le flanc austral de la Sierra de La Caja est plus normal que le flanc nord, car ici on observe sur une grande étendue la série normale des assises depuis le calcaire à Nérinées jusqu'au Crétacé moyen. Ces couches sont cependant fortement disloquées, souvent verticales, même couchées avec plongement septentrional, ou, en d'autres endroits, énergiquement plissées (voir Profil XI Cajón San José).[1]

Déjà de loin cependant se voient quelques irrégulari-

1 Comme dans la Sierra de Santa Rosa des plissements très-intenses se manifestent surtout dans les calcaires bien lités du Crétacé moyen.

tés interrompant la structure simple du versant austral de la Sierra. Ainsi au sud du Cerro de los Azulaques s'observe une roche verdâtre, qui interrompt les assises jurassico-crétaciques du flanc sud de la voûte et qui par leur couleur intense a motivé le nom "Azulaques." Cette roche est un grès verdâtre; grès, qui doit être assimilé aux sédiments plus modernes de Mazapil, qui remplissent la vallée étant probablement supracrétaciques parcequ'ils reposent sur les schistes à Inoceramus du Turonien.

Ce grès, qui s'étend presque jusqu'au calcaire à Nérinées du centre de la Sierra, montre un plongement très-différent de celui des couches crétaciques, auxquelles il s'adosse à l'est du chemin de los Novillos. (voir la carte 1:50,000.) Ces faits paraissent nous enseigner, qu'une partie à-peu-près semicirculaire du flanc sud de la Sierra s'est relativement enfoncée et qu'une fracture a mise en contact anormal les grès verts et les sédiments jurassico-crétaciques de la Sierra.

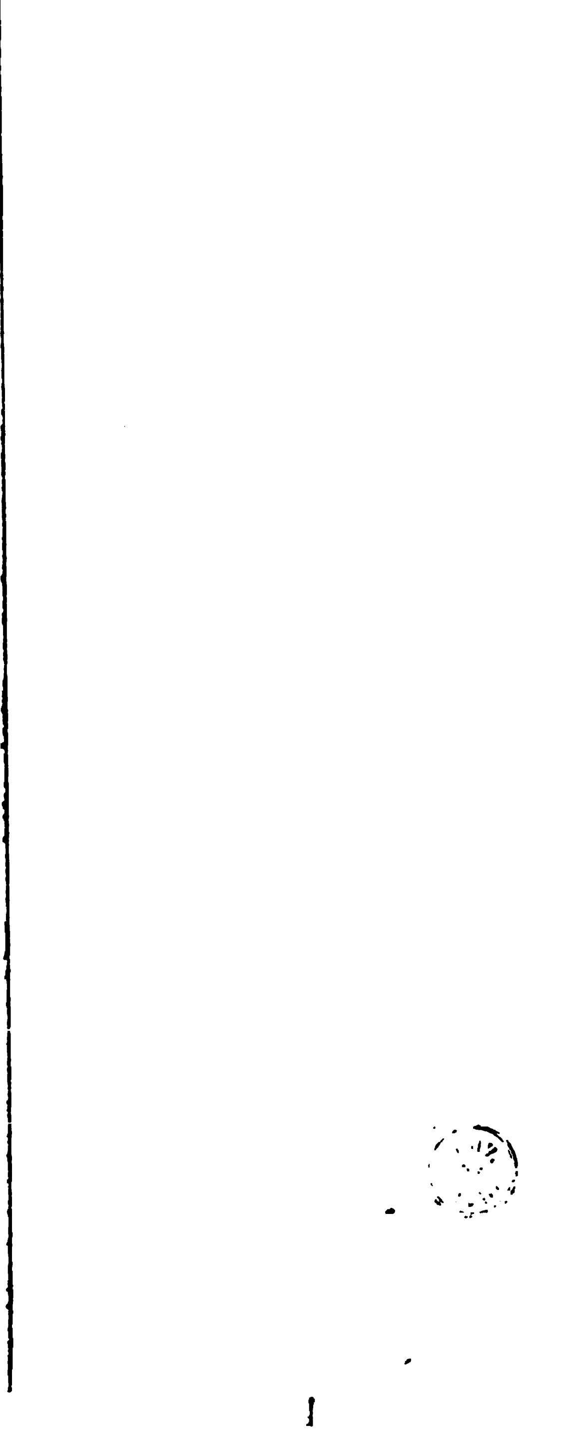
Une autre irrégularité s'observe au Cerro de la Milanesa, où les couches jurassico-crétaciques s'infléchissent vers le sud étant coupées par une fracture au pied austral du Cerro cité (voir la carte 1:50,000).

PROGRAMME DE L'EXCURSION.

Un jour (environ 8 heures à pied). De Mazapil par le chemin de Santa Rosa jusqu'au Puerto blanco. Série crétacique et jurassique du flanc nord de la voûte de la Sierra de Santa Rosa. (Voir le profil stratigraphique détaillé I, ci-dessus, p. 17.) Fossiles des couches à Parahoplites au Puerto Arrieros; du Valanginien au nord de Puerto blanco; du Portlandien et surtout du Kimeridgien (Aucella, Haploceras) au Puerto blanco. Au Puerto blanco filons dacitiques et métamorphisme des sédiments.

Séri

CRETACIQUE.	Crétacé supérieur.	
	Crétacé moyen.	
	Crétacé inférieur.	



SANTA

C^de LA LUCERNA

Camino

Cañon corral de B

2346

S. JOSE



S.

ṅn. José.

2500 M.

2500 M.

2500 M.

Sta. Cata

XXVI

(EXCURSION DU NORD).



GÉOLOGIE DE LA SIERRA DE MAZAPIL

ET SANTA ROSA

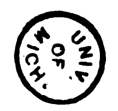
PAR

C. BURCKHARDT

PLANCHES I—XIV.

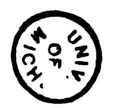
Werner & Winter, Frankfort a. M.

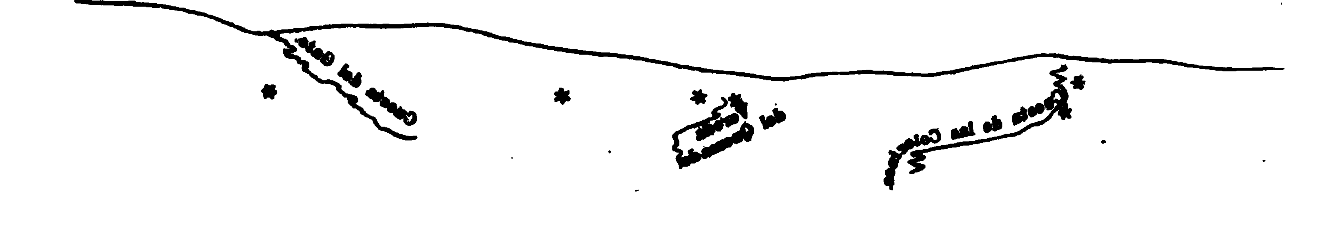
Sierras et Vallée de Mazapil.
Vue prise du chemin de Mazapil à Concepción.



Werner & Winter Frankfurt a. M.

Sierras et Vallée de Mazapil.
Vue prise du chemin de Mazapil à Concepción.

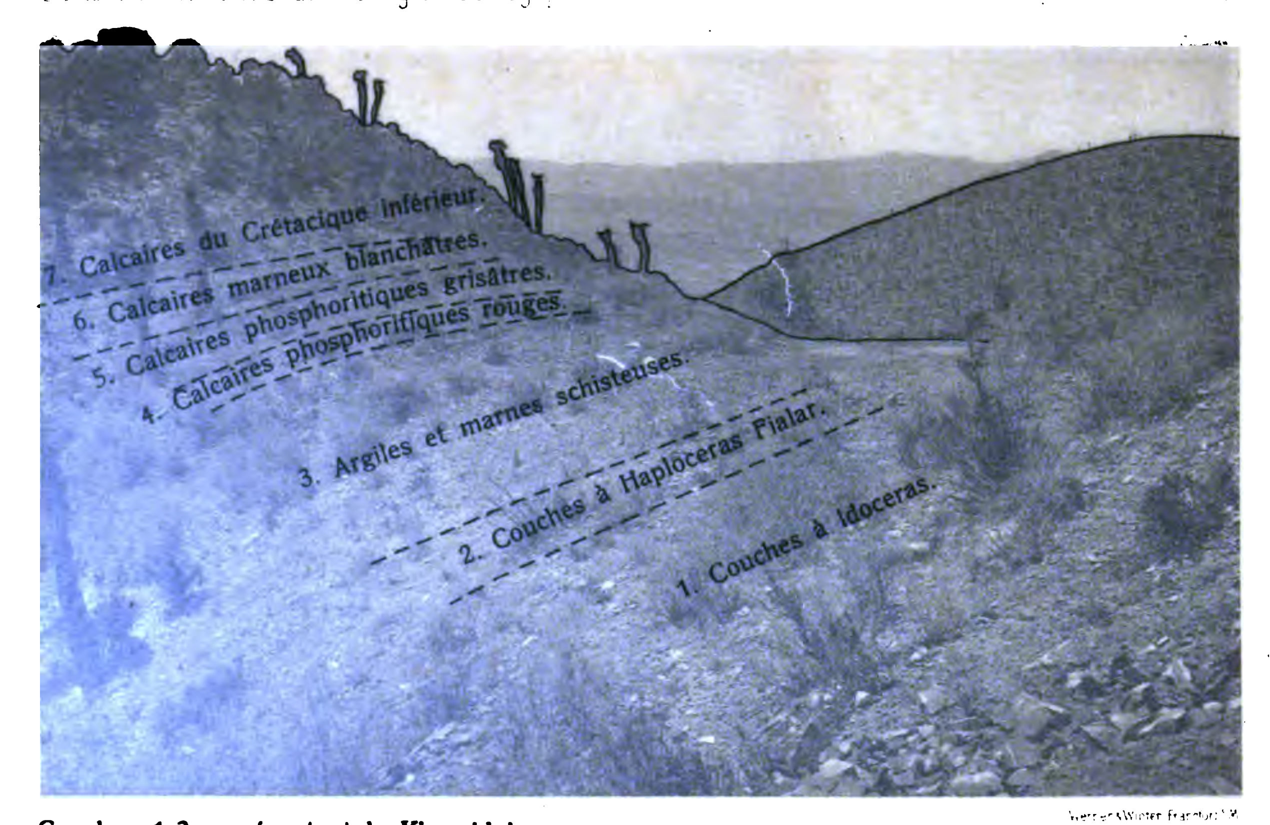



* Localités fossilifères.

Werner & Winter Francfort s/M.

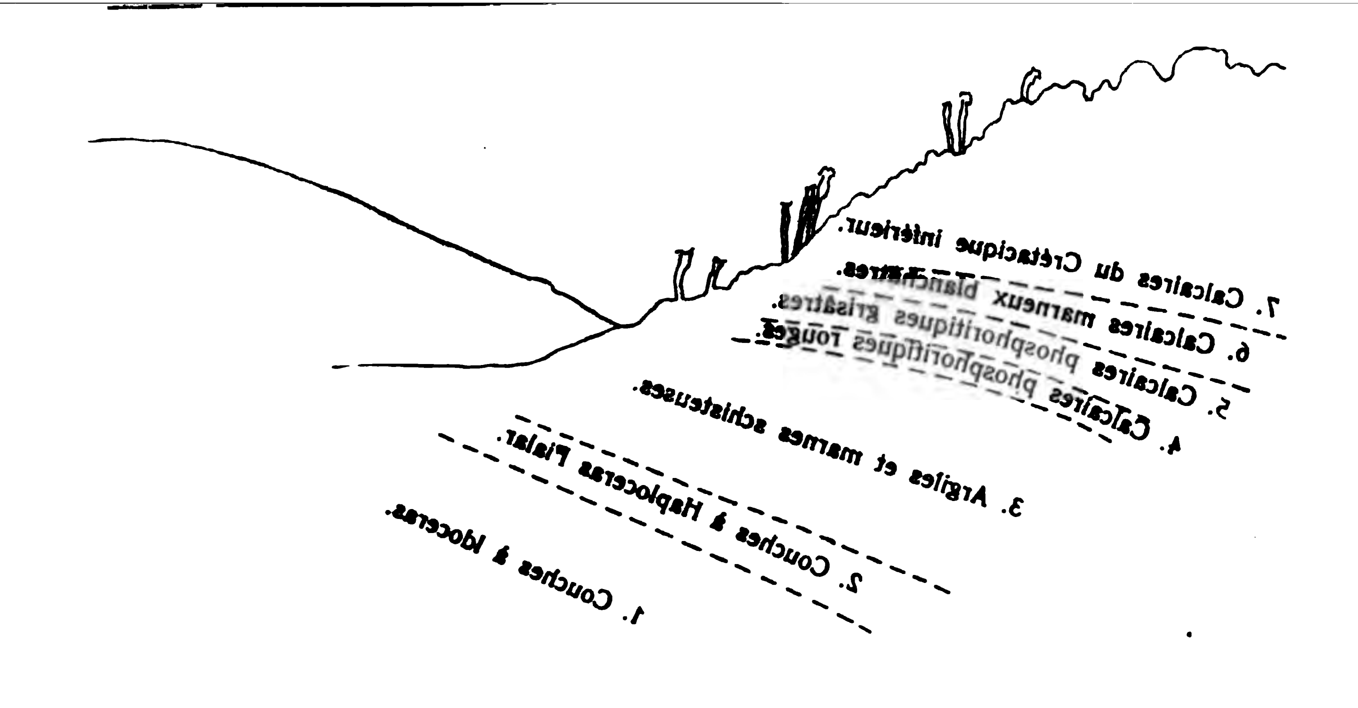
Versant austral de la Sierra de la Caja.





Couches 1-3 représentent le Kimeridgien,
Couches 4-6 le Portlandien.

Profil détaillé des couches Kimeridgiennes et portlandiennes.
Vereda del Quemado, Sierra de la Caja.

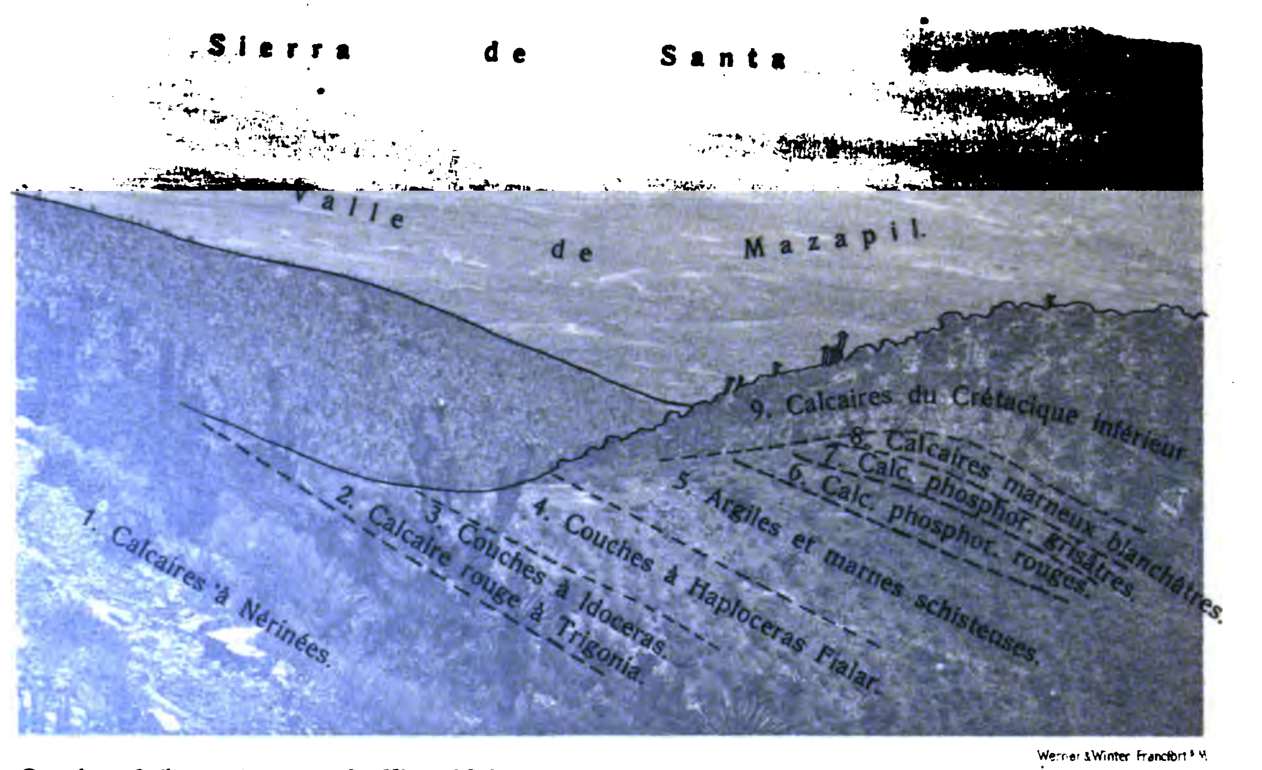


Couches 1-3 représentent le Kimeridgien,
Couches 4-6 le Portlandien.

Werner & Winter Francfort s/M.

Profil détaillé des couches Kimeridgiennes et portlandiennes.
Vereda del Quemado, Sierra de la Caja.

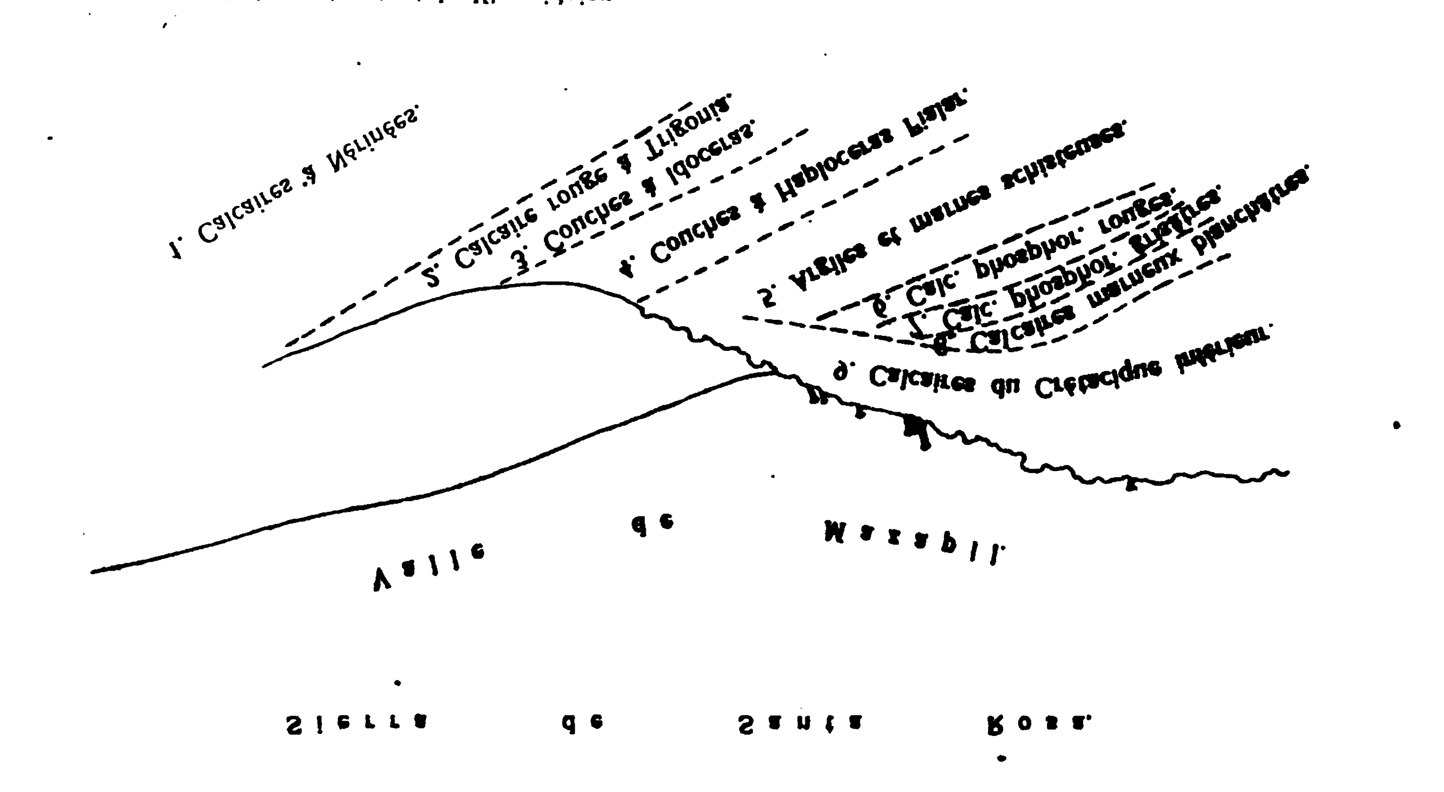




Werner & Winter Francfort s M.

Couches 3-5 représentent le Kimeridgien.
Couches 6-8 le Portlandien.

Profil détaillé des couches Kimeridgiennes et portlandiennes.
Vereda del Quemado, Sierra de la Caja.



Couches 6-8 le Portlandien.
Couches 3-5 représentent le Kimeridgien.
1. Calcaires à Nérinées.
2. Calcaire rouge à Trigonia.
3. Couches à Idoceras.
4. Couches à Haploceras Fialar.
5. Argiles et marnes schisteuses.
6. Calc. phosphor. rouges.
7. Calc. phosphor. grisâtres.
8. Calcaires marneux blanchâtres.
9. Calcaires du Crétacique inférieur.
Valle de Mazapil.
Sierra de Santa Rosa.

Werner & Winter Francfort s/M

Profil détaillé des couches Kimeridgiennes et portlandiennes.
Vereda del Quemado, Sierra de la Caja.





Werner & Winter Francfort s/M.

„Las Parroquias". Sierra de las Bocas.

Nordest

Picacho alto
de las Bocas.

Sudouest

Puerto blanco.

Cerro de la Espuela.

Masse éruptive de las Parroquias.

Crétacique inférieur.

Calcaire à Nérinées.

Couches Kimeridgiennes-portlandiennes.

Crétacique inférieur. Masse éruptive de „Las Parroquias“

Masse éruptive. intercalée entre les couches jurassico-crétaciques.



Nordest

Crétacique inférieur.

Masse éruptive de las Parroquias

Puerto blanco.

Cerro de la Espuela.

Masse éruptive.

Crétacique inférieur.

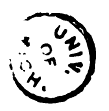
Couches Kimeridgiennes-portlandiennes.

Calcaire à Nérinées.

Pl. VI.

Werner & Winter Francfort a/M

Masse éruptive de „Las Parroquias“
intercalée entre les couches jurassico-crétaciques.



Est | Ouest

Calcaire à Nérinées.

Faille.

Calcaire à Nérinées.

Calcaire du Crétacique inférieur.

Masse éruptive.

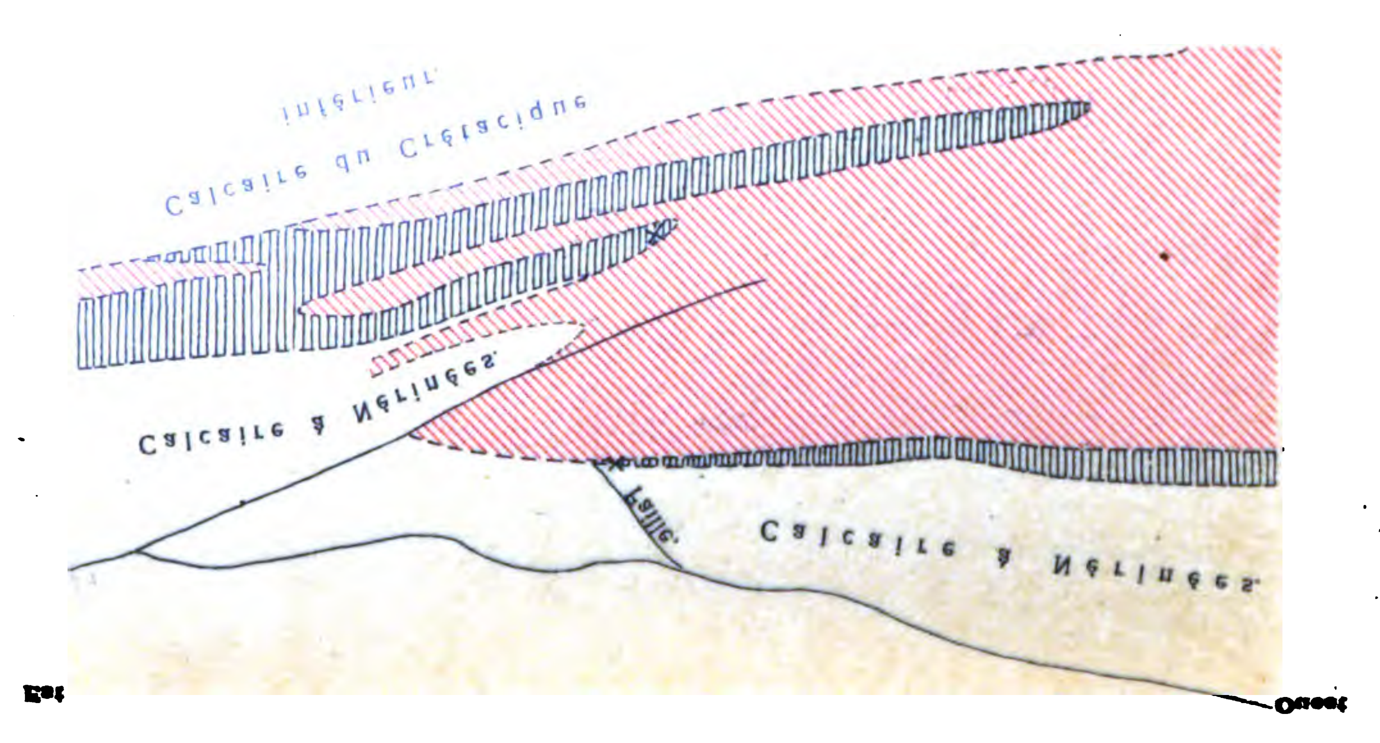
Couches Kimeridgiennes-portlandiennes.

Les couches marquées avec × se correspondent et étaient primitivement en continuation.

Terminaison orientale de la masse éruptive de „Las Parroquias".

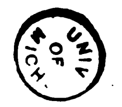
Vue prise au Puerto Arrieros (chemin de Mazapil à St. Rosa).

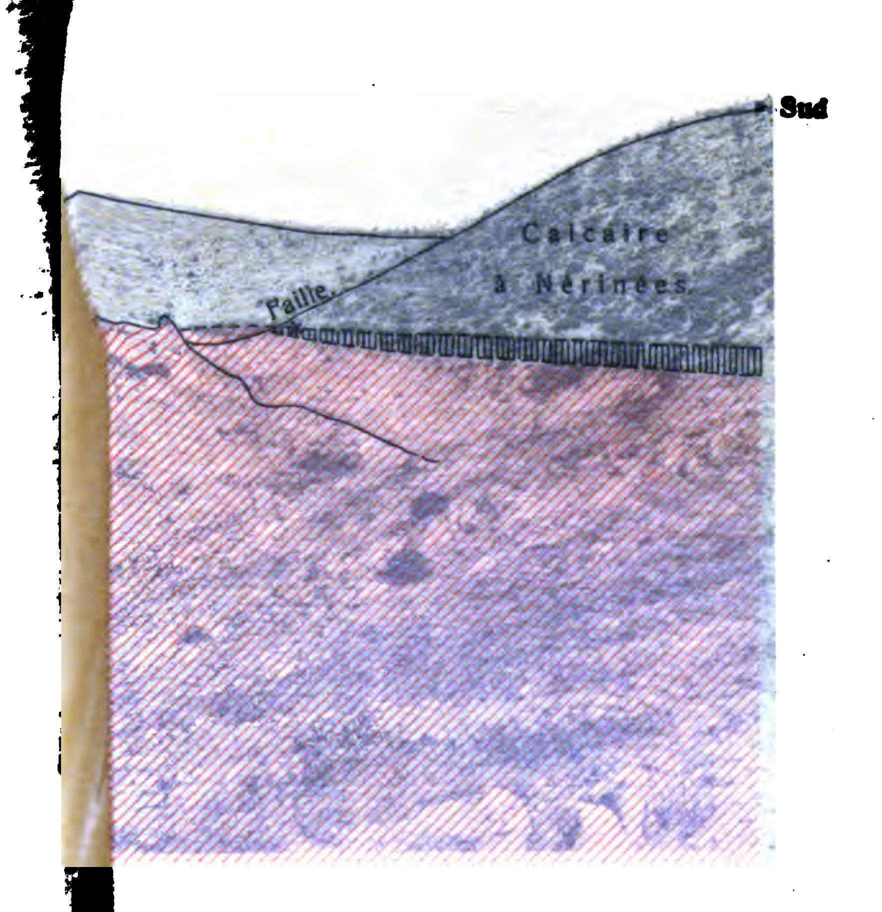



Les couches marquées avec X se correspondent et étaient primitivement en continuation.
Couches Kimeridgiennes-portlandiennes.
Masse éruptive.
Calcaire du Crétacique inférieur.
Calcaire à Nérinées.
Faille.
Calcaire à Nérinées.
Est
Ouest

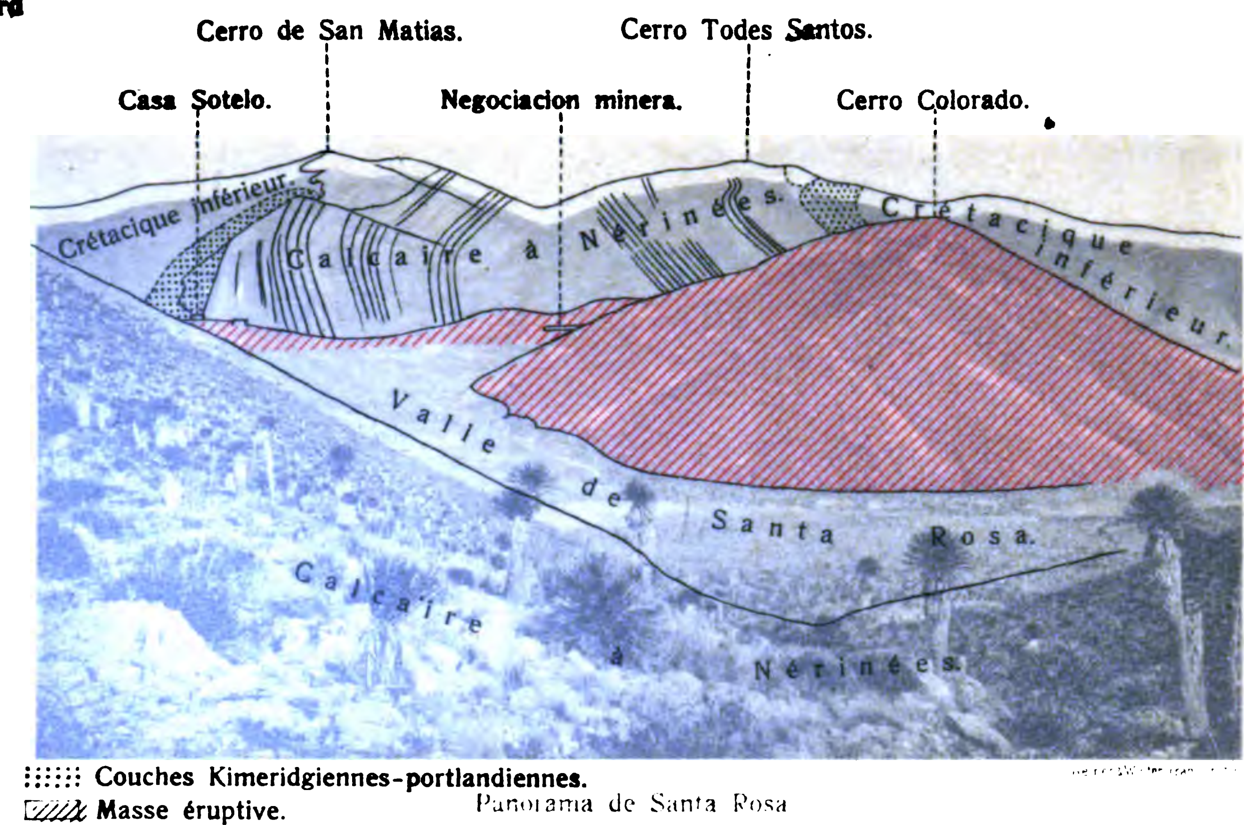
Werner & Winter Francfort s/M.

Terminaison orientale de la masse éruptive de „Las Parroquias“.
Vue prise au Puerto Arrieros (chemin de Mazapil à St. Rosa).



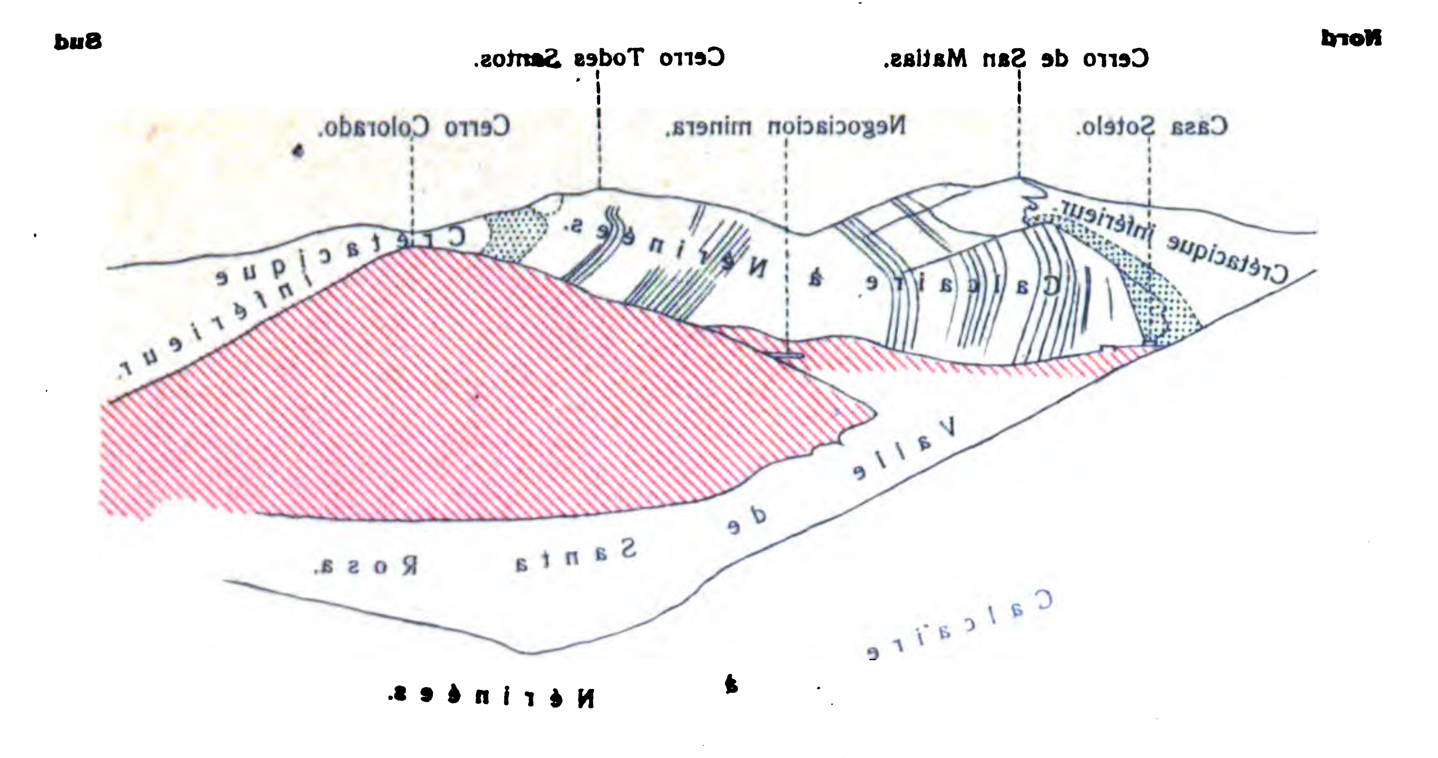


Las Parroquias".
ıs".)



Panorama de Santa Rosa

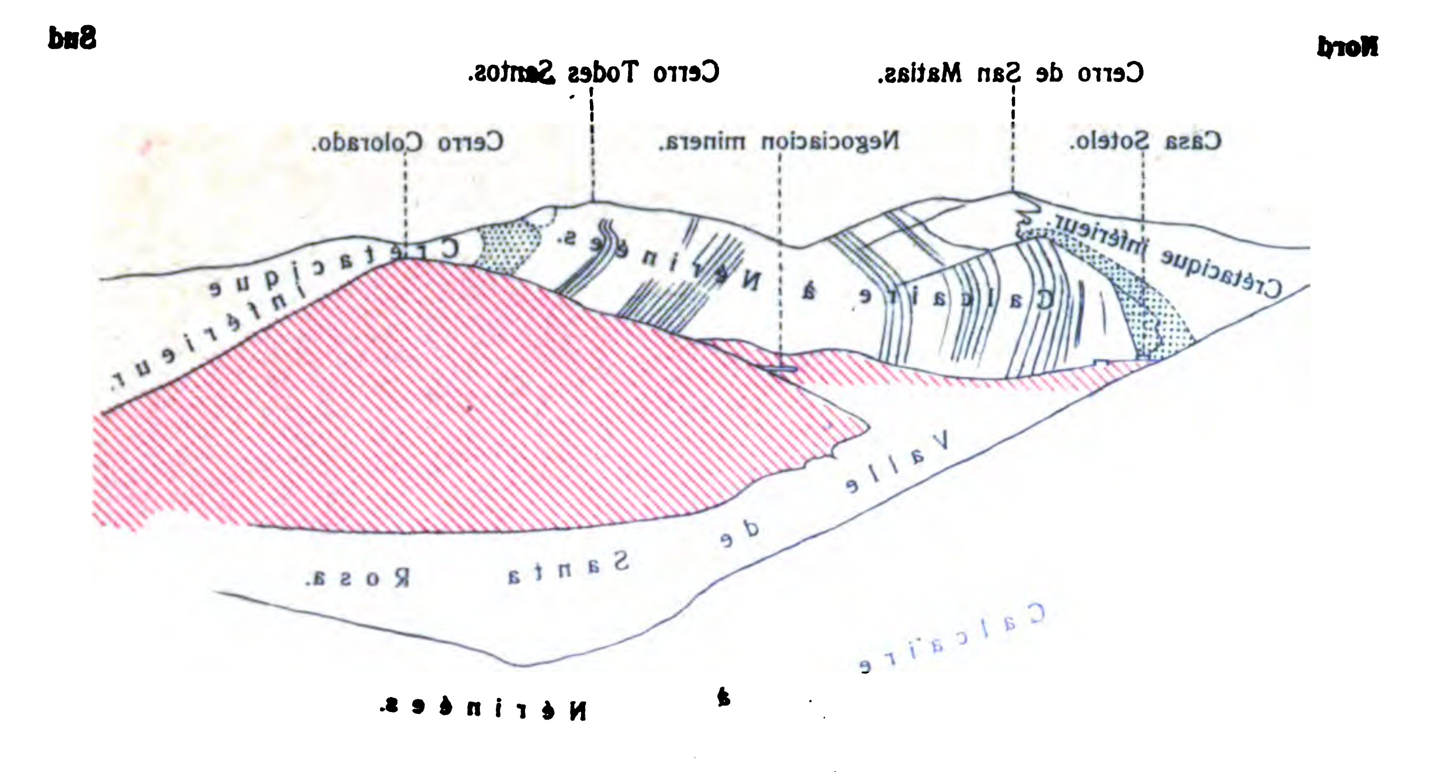
Anticlinal de couches jurassiques et crétaciques interompu par la masse éruptive du Cerro colorado.


Sud
Nord
Cerro Todos Santos.
Cerro de San Matias.
Cerro Colorado.
Negociacion minera.
Casa Sotelo.
Crétacique inférieur.
Nérinées.
Calcaire à
Crétacique inférieur.
Valle de Santa Rosa.
Calcaire à
Nérinées.
Couches Kimeridgiennes-portlandiennes.
Masse éruptive.

Werner & Winter Frankfurt a/M

Panorama de Santa Rosa.
Anticlinal de couches jurassiques et crétaciques interompu par la masse éruptive du Cerro colorado.

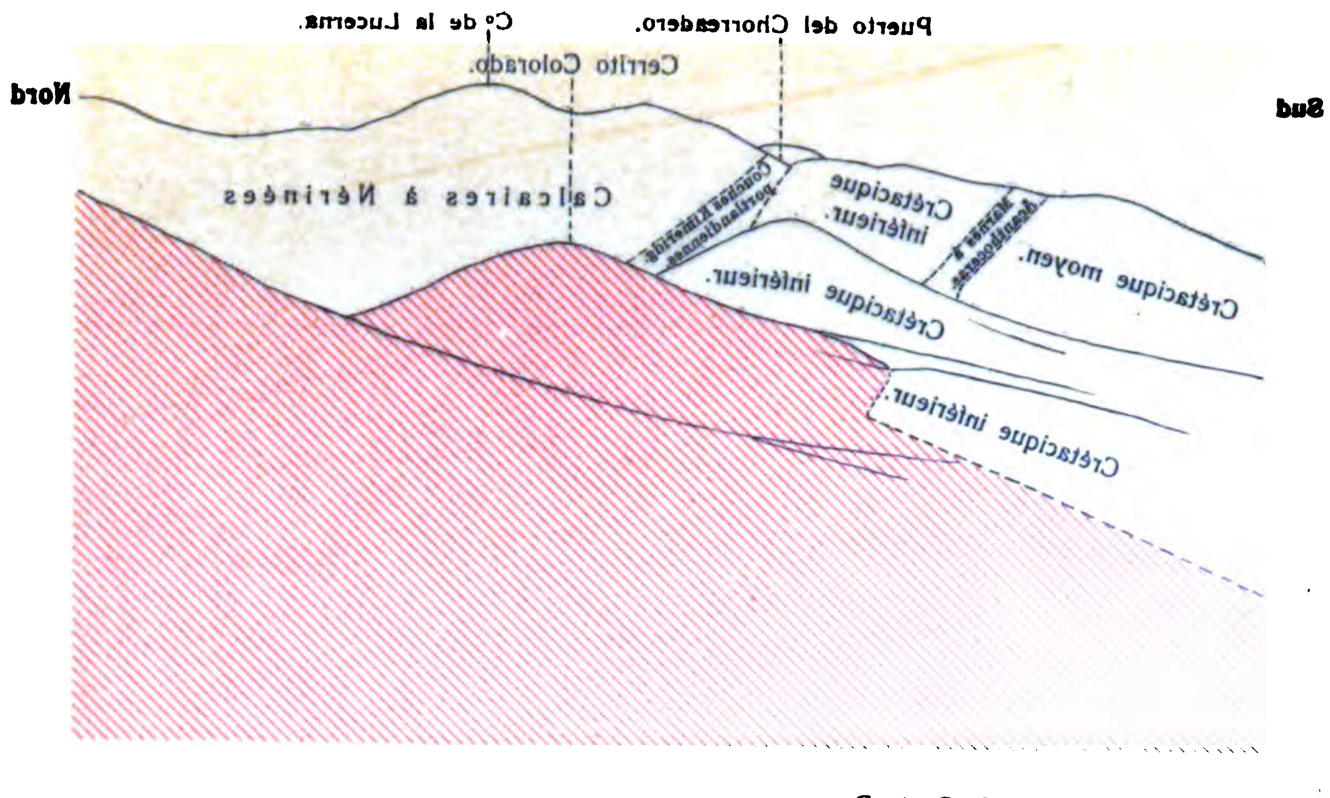



Süd
Nord
Cerro Todos Santos.
Cerro de San Matias.
Cerro Colorado.
Negociacion minera.
Casa Sotelo.
Crétacique inférieur.
Crétacique inférieur.
Nérinées.
Calcaire à Nérinées.
Valle de Santa Rosa.
Calcaire à Nérinées.
Couches Kimeridgiennes-portlandiennes.
Masse éruptive.

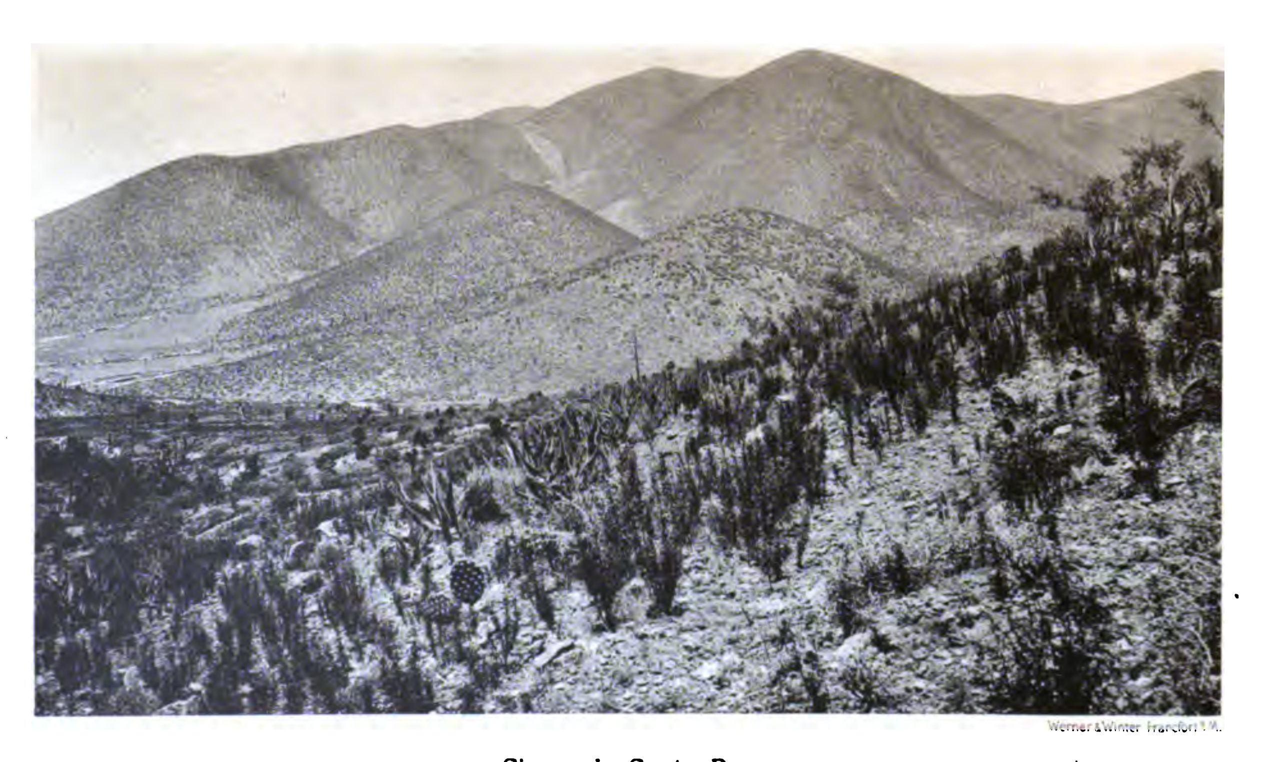


Werner & Winter, Frankfurt a/M.

Panorama de Santa Rosa.
Anticlinal de couches jurassiques et crétaciques interompu par la masse éruptive du Cerro colorado.



Nord
Sud
C° de la Lucerna.
Puerto del Chorreadero.
Cerrito Colorado.
Calcaires à Nérinées
Crétacique inférieur.
Crétacique inférieur.
Crétacique moyen.
Crétacique inférieur.
Masse éruptive de Santa Rosa.

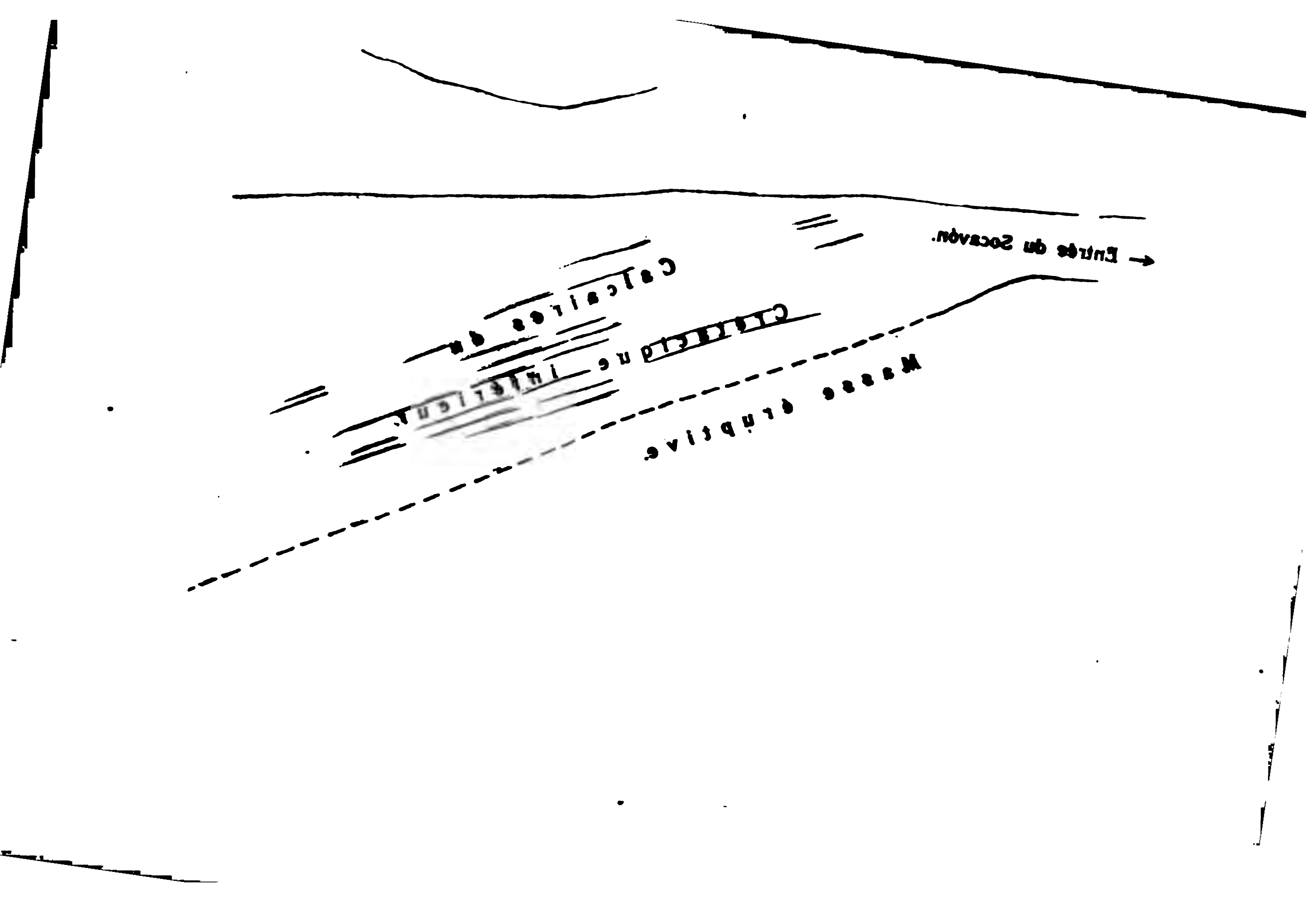


Werner & Winter Francfort s/M.

Sierra de Santa Rosa.
Vue prise près de l'entrée du „Socavón de las Turquesas".

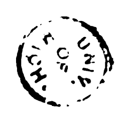
Concordance entre la limite de la masse éruptive et la stratification des couches infracrétaciques. (Socavón de las Turquesas, Santa Rosa.)




← Entrée du Socavón.
Calcaires du Crétacique inférieur.
Masse éruptive.

Werner & Winter Francfort s/M.

Concordance entre la limite de la masse éruptive et la stratification des couches infracrétaciques. (Socavón de las Turquesas, Santa Rosa.)



Nordouest

Sudest

Zone minéralisée

Calcaires

Zone minéralisée et métamorphosée au contact entre la masse éruptive et le calcaire à Nérinées. Mina de la Montaña (Santa Rosa).



Nordouest

Masse éruptive.

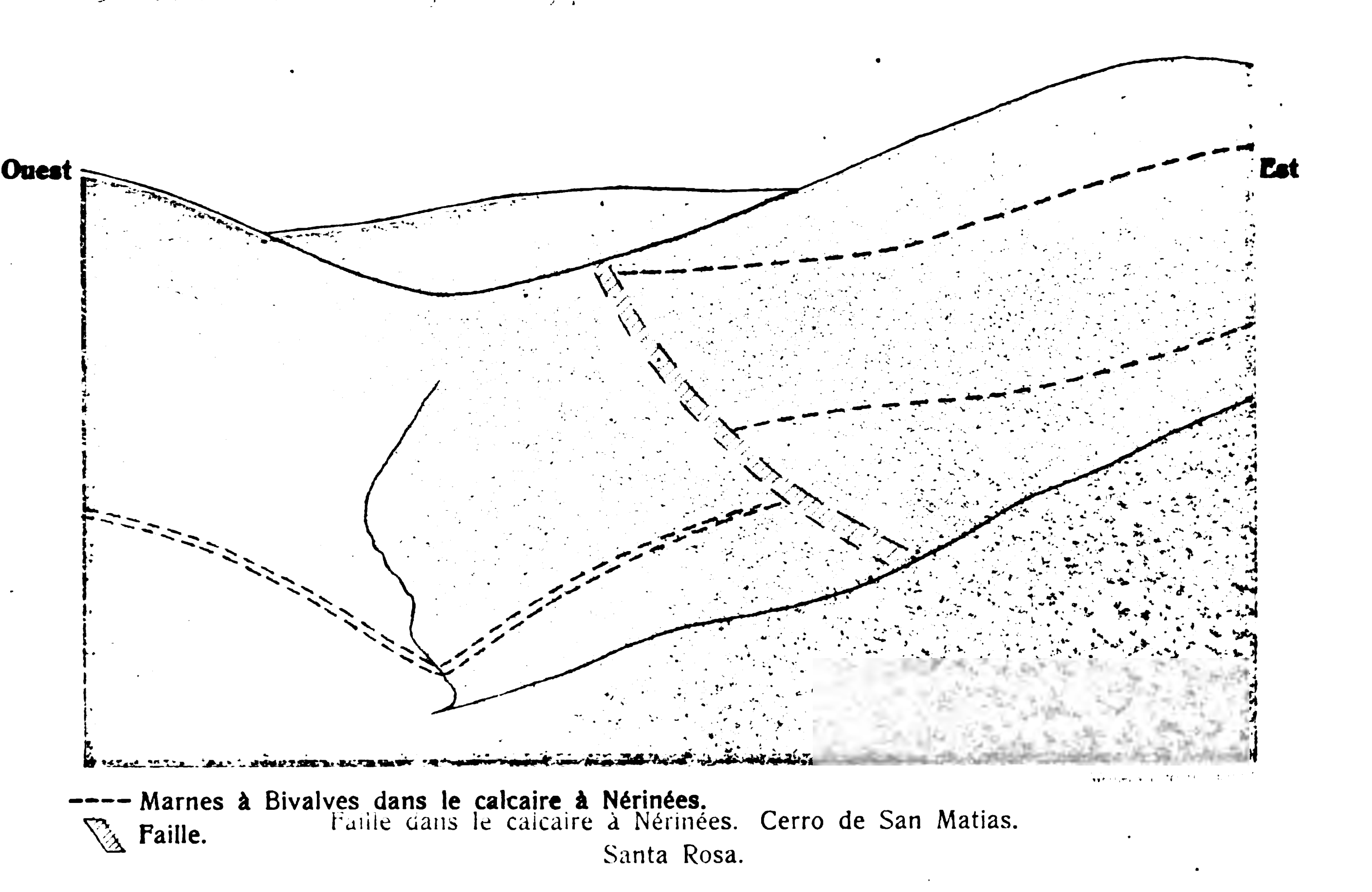
Zone minéralisée
avec lits de Per rouge.

Calcaires à
Nérinées metamorphosées.

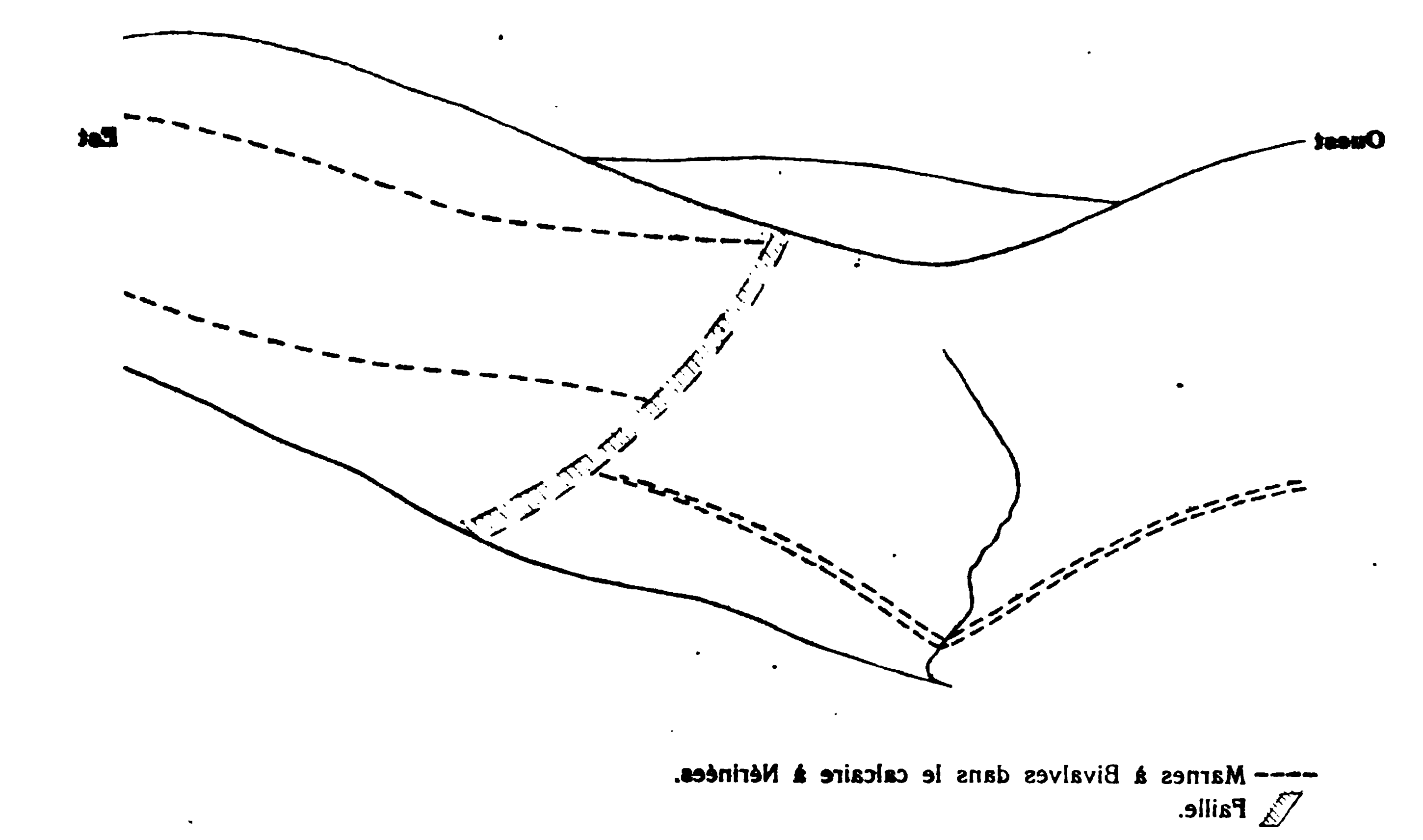
Sudest

Werner & Winter Frankfort a/M.

Zone minéralisée et métamorphosée au contact entre la masse éruptive et le calcaire à Nérinées. Mina de la Montaña (Santa Rosa).



Faille dans le calcaire à Nérinées. Cerro de San Matias.
Santa Rosa.

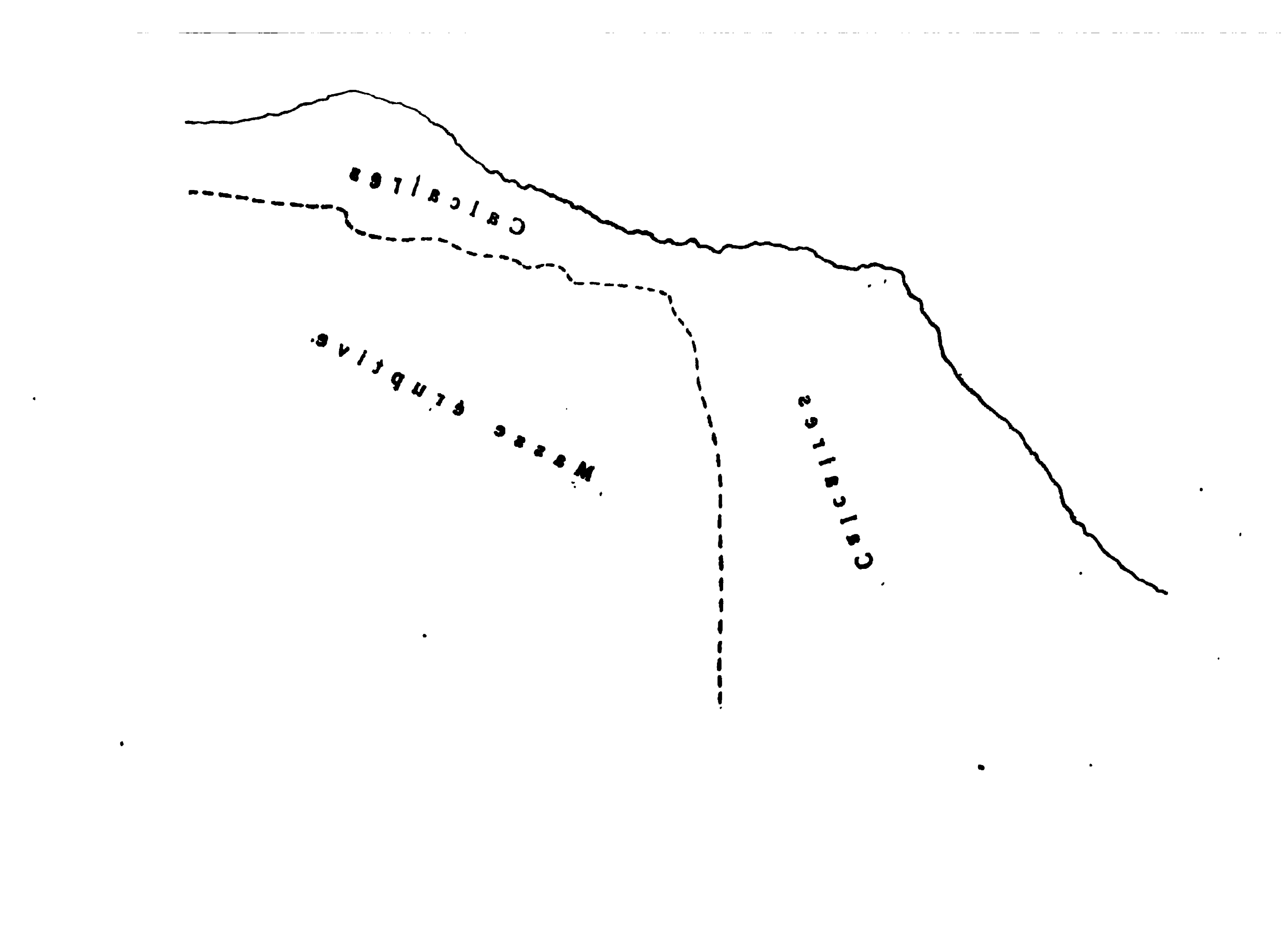

Est
Ouest
---- Marnes à Bivalves dans le calcaire à Nérinées.
Faille.



Werner & Winter Francfort s/M

Faille dans le calcaire à Nérinées. Cerro de San Matias. Santa Rosa.

Recouvrement de la masse éruptive par les calcaires.
Au chemin de Mazapil entre Concepción del Oro et Ararzazú.


Calcaires
Masse éruptive
Calcaires



Werner & Winter Francfort s/M.

Recouvrement de la masse éruptive par les calcaires.
Au chemin de Mazapil entre Concepción del Oro et Aranzazú.

XXVII

(EXCURSION DU NORD).



LES GISEMENTS CARBONIFÈRES DE COAHUILA

PAR

J. G. AGUILERA.

LES GISEMENTS CARBONIFERES DE COAHUILA.[1]

PAR M. J. G. AGUILERA.

INTRODUCTION.

Le premier qui ait fait mention des gisements carbonifères de Coahuila, de leur importance et qualité, est Kuchler[2] qui considère la formation de ces gisements comme appartenant au système houiller, et classifie le calcaire de la sierra comme calcaire houiller bleu (Blue mountain limestone). Il donne aussi une description géographique assez complète de la région en faisant mention de l'existence et de l'étendue de la nappe ou coulée de basalte qui s'y trouve.

W. H. Adams[3] classifie comme triasique le charbon de terre de Cedral, au N.W. de Las Esperanzas, et au pied de la montagne de Santa Rosa, tandis qu'il considère comme permique le charbon d'Eagle Pass.

---

1 Nous employons le terme "carbonifère" dans sa signification littérale de terrain contenant du charbon, quel que soit son âge géologique; car pour le Système carbonifère nous adoptons la dénomination: Système Permo-Carbonique, d'accord avec ce qui a été aprouvé par le Congrès Géologique International.

2 Jacobo Kuchler. Valles de Sabinas y Salinas. Reconocimiento y descripción de los valles de Sabinas y Salinas, etc. México, Imp. Imperial, 1866, 16 pages et un plan.

3 Coals in Mexico, Santa Rosa District. *Trans. of the Amer. Inst. of Min. Eng.* Vol. X, (Easten, Pa.) 1882, pp. 270-273.

Persifor Frazer[1] parle aussi des vastes champs de charbon découverts par le Docteur H. B. Butcher, à soixante-dix milles au N.E. de Monclova et à vingt milles au Nord de Progreso, près du Río Sabinas. Il déclare que les calcaires des montagnes de cette région sont carbonifères et il leur attribue une épaisseur totale approximative de 6,000′.

R. T. Hill[2] rapporte à la dernière époque du Crétacé Supérieur la grande formation carbonifère de Sabinas qui, déclare-t-il, est reliée aux couches de charbon de la région des Montagnes Rocheuses déjà mises en exploitation dans le Nouveau Mexique, le Colorado, le Wyoming et Utah. Dans la carte géologique qu'il adjoint à son rapport, il distingue: Coal Measures (Laramie ?) Lomita Shales (Colorado) et Mountain Limestone (Comanche), comme subdivisions du Crétacé, et Terrace Conglomerate (Néocène) et Volcanic Lava (Post Tertiary).

R. T. Hill y Th. Vaughan[3] donnent un tableau de toutes les formations du plateau du Río Grande, dans lequel ils établissent que la subdivision Edwards Limestone de la Division Fredericksburg est égale à la Division de Santa Rosa de Hill.

Les schistes Lomita Shales, bien qu'elles ressemblent lithologiquement aux couches de Fox Hills et Laramie, correspondent à la subdivision Weberville et Eagle Pass de la Division Montana: on y rencontre les mines d'Eagle Pass, San Felipe et Sabinas, qui s'étendent au Nord

1 Certain Silver and Iron Mines on the States of Nuevo Leon and Coahuila. Mexico. *Trans. of the Amer. Inst. of Mining Eng.* Vol. XII, 1883-84, pp. 537-569.

2 Report upon the Geology and Mineralogy of the Santa Rosa Mineral Zone with Map. San Antonio, Texas. 1891.

3 Geology of the Edwards Plateau and Rio Grande. 18th. *Ann. Rep. of the U. S. Geol. Surv.* Part. 2, p. 243.

de Santa Rosa et au Sud du Río Sabinas. Le conglomérat calcaire correspond à la formation Uvalde (Pliocène).

C. A. White[1] en traitant de la région septentrionale du Mexique, dit, à la page 138: "Exposures of equivalent strata (Eagle Pass Beds) occur in and near the Valley of Sabinas River, in the central part of the Mexican State of Coahuila as well as at a few localities between the Río Sabinas and the Río Grande in the same State. (On rencontre des couches équivalentes (Eagle Pass Beds) dans la vallée du Río Sabinas et dans les environs, dans la partie centrale de l'Etat de Coahuila, Mexique, ainsi que dans quelques localités entre le Río Sabinas et le Río Grande, dans le même Etat). Un peu plus bas, dans la même page, l'auteur dit encore: The Laramie which is such an important formation in the two interior regions, is also an important one in the North Mexican region, especially in the States of Chihuahua, Coahuila and Nuevo León. Its presence in the first named State has already been mentioned and it is also well developed in the Sabinas Valley, in Coahuila, where it is an important coalbearing formation. (Le Laramie qui constitue une formation si importante dans les deux régions intérieures est également importante dans la partie septentrionale du Mexique, et surtout dans les Etats de Chihuahua, Coahuila et Nuevo León. Sa présence dans le premier de ces Etats a déjà été mentionnée, et elle offre aussi un gran développement dans la Vallée de Sabinas, Coahuila, où elle constitue une formation carbonifère de grande importance).

Th. W. Vaughan[2] assure que les charbons de Sabinas

1 Bull. of he U. S. Geol. Surv. No. 82. "Correlation Papers." Cretaceous. Washington, 1891.

2 Bull. of the U. S. Geol. Sur. No. 164.—Reconnaissance in the Rio Grande Coal Fields of Texas. Washington, 1900.

appartiennent aux Fox Hills. Dans son introduction, il groupe en quatre superficies les champs carbonifères de la vallée du Río Grande, et dans la troisième il place la partie intérieure de la plaine du Río Grande, depuis les montagnes de Santa Rosa jusqu'au-delà de Eagle Pass; il cite les mines de charbon de San Felipe, Fuente, Sabinas et Porfirio Díaz.

PHYSIOGRAPHIE.

Le Distritct carbonifère de Las Esperanzas forme partie de la région carbonifère du Nord de l'Etat de Coahuila et de petites parties du N.W. de celui de Nuevo León et de Tamaulipas. Ces parties, au point de vue industriel forment une seule région en raison des importants bassins carbonifères que l'on y rencontre, surtout dans l'Etat de Coahuila, bien que le charbon de chacun des Etats mentionnés appartienne à un âge géologique différent. Les principaux champs carbonifères qui ont été explorés dans cette région, sont, outre Las Esperanzas, Fuente, Hondo, Mezquite, Agujita, San Juan Sabinas et El Menor.

Cette région carbonifère appartient déjà en partie à la vaste région déserte du Nord du Mexique, et se trouve dans la zone qui limite la région de la Côte du Golfe. Si nous la considérons au point de vue géographique elle forme la prolongation au S.E. des ramifications les plus orientales des Montagnes Rocheuses, et d'une partie de la région de plateaux que ces montagnes entourent. En général, elle forme une immense plaine d'inclinaison douce vers le N.E. qui sert de fond sur lequel s'élèvent de hautes montagnes. Celles-ci forment partie de la Sierra Madre Orientale du Mexique, et ont une direction

moyenne N. 20° à 25° W. Elles divisent la région en plaines d'étendue différente, dont la surface présente ça et là des collines et de petits buttes (mesas), de peu de hauteur, et dont la partie supérieure représente les restes d'une ancienne plaine qui, postérieurement, a été subdivisé par érosion. La région dont nous nous sommes occupés jusqu'à présent forme le commencement au N.E. ou en d'autres termes l'angle N.E. de la grande haute-plaine qui a été improprement appelée la Mesa Central Mexicana (Plateau Central Mexicain).

Le relief des parties basses est donc relativement monotone, tandis que celui des montagnes est très varié et on y rencontre des crêtes escarpées et déchirées qui offrent des profils capricieux, des vallées étroites, des passages et des défilés propres aux montagnes récentes, et qui les rendent scabreuses.

La région est découpée par de nombreux courants d'eau de catégorie et d'importance différentes, qui appartiennent tous aux bassins hydrographiques des Rios Sabinas et Alamo: ces deux rivières, en se réunissant forment le Río Salado qui est un affluent du Río Bravo.

Le terrain où sont situées les mines de Las Esperanzas et où se trouve tout le bassin du même nom, propriété de la Mexican Coal and Coke C.°, appartient à la partie basse de la région et ne présente dans sa partie occidentale que de légères ondulations et des collines, ainsi que de petits buttes très peu élevés; mais l'élévation augmente un peu à l'approche de la Sierra de Santa Rosa, jusqu'au pied de laquelle s'étendent les terrains acquis par la Mexican Coal and Coke C.° Si on le considère sous le point de vue topographique, le terrain de Las Esperanzas se trouve dans la zone qui forme le passage du pied de la sierra à la plaine du fond. Cette

plaine, ici comme en beaucoup d'autres point de la région, est subdivisée par les éléments secondaires du relief en diverses petites dépressions topographiques, un bon nombre desquelles sont limitées par des plis anticlinales très ouverts et de peu d'élévation, qui forment des collines et des buttes (mesas), et les dépressions topographiques correspondent alors à des plis sinclinales comme il arrive à Las Esperanzas.[1]

GÉOLOGIE.

Dans toute la région carbonifère du Nord de l'Etat de Coahuila, on rencontre deux espèces de roches sédimentaires qui sont en plus grande abondance et forment les parties constituantes essentielles du terrain, et aussi une roche d'éruption qui se présente dans une proportion excessivement restreinte. Les roches sédimentaires sont des couches de grès marneux, de couleur glauque, jaunâtre et rougeâtre, et aussi de calcaires de couleur grise avec des tons divers, renfermant des schistes argileux, gris et noirs à la partie supérieure, d'un bleu plus ou moins clair dans la partie inférieure de l'ensemble des couches de la formation. Les grès sont en général de grain fin; dans certains endroits les schistes sont mélangés avec un peu de sable. On rencontre une couche d'une épaisseur variant entre 5 et 30 mètres, formée par de conglomérat de gros cailloux calcaires, qui dans la partie inférieure de la dite couche, forment un conglomérat assez résistant, de ciment calcaire. Comme roche d'éruption, il n'y a que le basalte qui forme une couverture

1 Pour la description des bassins carbonifères de Coahuila, et leur importance industrielle, voir l'opuscule ci-joint: Les gisements carbonifères de Coahuila, por M. Ludlow.

sur le conglomérat calcaire. Ce basalte provient d'éruptions qui se sont produites dans la Sierra de Santa Rosa de Múzquiz, et qui ont donné origine à une coulée très liquide, lequel s'est étendu sur une superficie de plusieurs centaines de kilomètres carrés, depuis son point d'origine jusqu'à Sabinas et San Felipe, en recouvrant le charroi.

Ce courant de lave basaltique a servi de couverture protectrice pour tout le terrain qu'il a recouvert. L'érosion à d'abord exercé son action sur le terrain qui entourait ce courant, en le rongeant jusqu'à un niveau assez bas et ensuite a continué son attaque sur la roche basaltique; il en résulta que le courant se trouva converti d'abord en un plateau qui s'est ensuite desséché et, par l'effet de l'érosion de temps plus récents, est resté subdivisé en un grand nombre de petits plateaux. Là où restent encore des parties du courant et où il a été complètement détruit, on trouve maintenant de petites collines couronnées par le poudingue calcaire plus ou moins rongé.

Dans le village de Sabinas aussi bien que dans le camp carbonifère "La Agujita," la série Néocrétacé est représentée par le sous-étage Fox Hills de l'Etage Montana; et, en outre, dans le voisinage de Hondo, par le Sous-étage Laramie de l'Etage du même nom. Tous sont recouverts de conglomérats de cailloux calcaires qui proviennent du calcaire de la série Mésocrétacique; ce calcaire atteint une épaisseur de 30 mètres; à la base, il est très compact mais ne se subdivise pas en couches régulières: il est de l'époque pliocénique, et, à son tour, il est recouvert par la coulée de basalte qui présente une épaisseur de deux mètres et s'étend depuis la Sierra de Santa Rosa jusqu'à la rive droite du Río Sabinas et con-

tinue sur une distance de 45 kilomètres jusqu'à El Hondo. En largeur il s'étend sur une surface variant entre 800 mètres et 5 kilomètres, si nous réunisssons les nombreux buttes (mesas) qui, aujourd'hui, sont séparés par l'érosion, mais qui formaient auparavant, commes nous l'avons déjà dit, une vaste plateforme, à principes du Pleistocène.

Le Laramie est characterisé par des couches de schistes et de grès tendres, en lits bien déterminés, avec différents horizons fossilifères, dont les uns, sur la limite N.E. et S.E. de la région carbonifère, contiennent les mollusques caractéristiques du Laramie, et les autres renferment des troncs d'arbres pétrifiés et des impressions de plantes qui correspondent à la partie supérieure des Fox Hills ou à la partie inférieure du Laramie. Cet Etage se trouve à l'Ouest de Lampazos, sur la limite N.E. de la région carbonifère crétacique.

L'Etage Montana, dans son Sous-étage Fox Hills, peut se diviser en trois zones: La zone supérieure, composée de grès jaunâtres marneux et calcaires avec des lits de schistes gris et noirs plus ou moins carbonifères; les grès renferment des troncs d'arbres pétrifiés et des impression de plantes Equisetum dont l'espèce est indéterminable; dans la partie supérieure qui forme l'horizon le plus élevé de la zone on trouve sur le grès une couche d'Ostrea Cortex Conrad, en schistes, qui se présentent sous le conglomérat calcaire; dans certains de leurs lits supérieurs, ces schistes offrent aussi des impresions de plantes indéterminables.

La zone moyenne se compose de grès d'un gris plus ou moins clair avec des intercalations de lits et de couches de charbon. C'est dans cette zone qu'ont été exécutés les travaux de sondage de La Agujita, et qu'ont été ou-

vertes les mines de San Felipe et les nouvelles de Mezquite près de Sabinas, dans des terrains de l'ancienne Hacienda de Soledad.

La zone inférieure se compose de schistes argileux bleuâtres d'une épaisseur très considérable. Cette zone est bien représentée au Sud du Río Sabinas, à Las Esperanzas; mais elle n'existe pas à découvert dans les terrains de la Agujita, Sabinas, Hondo et Fuente. L'épaisseur totale de ces trois zones peut être estimée à environ 600 mètres.

A Las Esperanzas, les roches sédimentaires forment deux séries parfaitement reconnaissables, de caractère pétrographique différent: la série inférieure est composée de schistes argileux d'un gris bleuâtre; la série supérieure comprend, en allant de bas en haut, des schistes calcaires et marneux avec des lits de calcaires jaunâtres et de grès calcaires aussi jaunâtres et fossilifères de même que les calcaires; puis des grès glauconieuses et plus ou moins calcaires avec des intercalations de schistes argileux en lits de peu d'épaisseur. Les grès portent des impressions de plantes et des troncs ou tiges pétrifiés (silicifiés), et sont recouvertes de grès et de schistes contenant des Ostreas. En certains endroits, dans le voisinage de Las Esperanzas, au-dessus du grès avec plantes fossiles, vient en stratification discordante, un calcaire compacte de couleur crême: c'est un calcaire dépourvu de fossiles. Dans aucune autre partie de la région qui nous occupe on n'a rencontré cette espèce de calcaire. Troisièmement, un conglomérat calcaire qui recouvre les grès glauconieuses, en strafication discordante, et le calcaire couleur crème, à "Los Piloncillos" ainsi que près de Las Esperanzas, mais aussi en discordance. Sur ce conglomérat s'est étendu une coulée de basalte d'une épaisseur

moyenne: dans ce bassin, cette épaisseur est de cinq mètres.

Dans la Sierra de Santa Rosa, la succession des roches sédimentaires est la même, à l'exception des schistes bleuâtres inférieurs, qui, là, sont remplacés par des calcaires compacts d'un gris bleuâtre, et sur lesquel viennent des schistes argileux et calcaires avec Exogyra costata; dans les collines du versant on rencontre les grès de Las Esperanzas. Le charbon qui est exploité à Las Esperanzas se rencontre entre la première et la seconde division de la série supérieure.

Les fossiles sont abontants, mais malheureusement la plus grande partie d'entre eux se trouve en très mauvais état, ce qui ne permet pas qu'on puisse faire une identification certaine à l'égard de quelques-uns, et que cette identification est même impossible pour d'autres. Les fossiles sont presque toujours dépourvus, soit totalement, soit en partie, de la coquille et ils sont brisés, et entre les bivalves, la Arcopagia Texana Roemer, se rencontre toujours sans coquille. On rencontre ces mêmes couches, mais beaucoup plus riches en fossiles et offrant une plus grande variété dans les formes, dans les petites mesas situés entre le village de Santa Rosa de Múzquiz et la Sierra du même nom, dont ils forment le flanc. La faune est une faune de gastropodes caractérisée par l'abondance de Alaria sp. ?, et en outre par la présence d'Ostreas du groupe Ostrea glabra Meek ? Tous les mollusques sont dépourvus de leur enveloppe et ce n'est qu'après une étude détaillée du terrain que l'on pourra obtenir des spécimens permettant d'établir une identification complète, car jusqu'à présent on n'a pu découvrir que des individus mutilés et sans coquille; parmi ces derniers nous avons trouvé, Böse et moi, un exemplaire de

Nautilus, cfr. elegans Dekay, et quelques spécimens de Ostrea Arizpensis Böse, qui ne s'était encore rencontrée auparavant que dans le Sénonien supérieur de Ramos Arizpe, dans l'horizon de Sphenodiscus lenticularis (Owen).

La découverte de cette nouvelle localité est toute récente et l'étude que nous allons faire de sa faune, nous permettra d'arriver à la détermination précise de son âge et de la subdivision en horizons qui nous paraît possible, en raison de la variété que nous avons rencontrée dans la faune, dans un autre endroit du voisinage de Múzquiz.

Mais nous limitant à Las Esperanzas, qui est la localité que visiteront les membres du Congrès, nous citerons ici la liste des espèces que nous avons recueillies à 500 mètres au N.E. du puits N.° 1 dans le ruisseau "La Pasta" où les couches fossilifères affleurent avec une direction N.50° W. et inclinaison de 30° au S.W. qui change à 50° un peu plus loin et puis diminue jusqu'à 10° áu S.W.

Micrabacia americana Meek and Hayden.
Ostrea cfr. subtrigonalis Evans and Shumard= Ostrea incurva Nilsson var. curvirostris Nilsson.
Ostrea af. divaricata Lea=O. falciformis Conrad.
Ostrea cfr. ungulata Coquand.
Ostrea Arizpensis Böse.
Inoceramus Cripsi Mantell.
Exogyra costata Say.
Anomia micronema Meek.
Crenella elegantula Meek and Hayden.
Lucina occidentalis Morton.
L. coahuilensis Aguilera.
Venus (Callista) coahuilensis Aguilera.

Arcopagia texana Roemer.
Cytherea sp.?
Natica (Lunatia) concina Hall and Meek.
Gyrodes coahuilensis Aguilera.
Pseudomelania sp.?
Goniobasis sp.?
Strombus sp.?
Alaria sp.?
Pyrgulifera ? (Cancellaria) coahuilensis Aguilera.
Cerithiopsis Moreauensis Meek.
Nautilus cfr. elegans Dekay.
Nautilus Dekayi Morton.
Heteroceras cfr. Conradi (Morton).
Placenticeras Stantoni var. Bolli Hyatt.
Placenticeras intercalare Meek.
Placent. placenta (Dekay).
Schloenbachia af. Belknapi Marcou.
Sphenodiscus lenticularis (Owen).

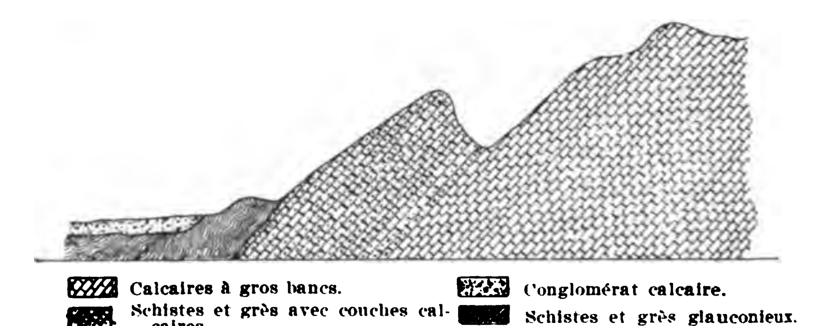
Comme on le voit par la liste de fossiles qui précède, dans les couches fossilifères du ruisseau de la Pasta, à Las Esperanzas, entre les formes du Crétacé Supérieur Américain du Sous-Etage Fox Hills de l'Etage Montana. se trouvent des formes qui appartiennent au Sous-Etage inférieur "Fort Pierre," sans que ces Sous-Etages puissent se séparer, comme c'est le cas dans la partie Occidentale des Etats Unis. D'un autre côté, à Las Esperanzas n'est pas représentée la partie supérieure ou couche d'Ostrea Cortex de l'horizon supérieur Eagle Pass division du Fox Hills, et le Fort Pierre ne s'y est pas développé; mais sous les couches fossilifères viennent des schistes sans fossiles de très grande épaisseur: en conséquence nous ne pouvons établir les équivalents des

subdivisions américaines et nous voyons obligés à établir provisoirement les subdivisions suivantes: Série Néocrétacique pour tous les dépôts sédimentaires de la vaste région carbonifère crétacée de Coahuila distinguant dans cette série: la Division Barroterán pour les schistes inférieurs, la Division Las Esperanzas pour les couches fossilifères de Las Esperanzas, Múzquiz et autres endroits sur le versant de la montagne; la division Sabinas pour les grès glauconieuses du village de Sabinas, se terminant par des schistes avec une couche de Ostrea Cortex; et la division Arroyo Tulillo pour les couches d'Ostrea Glabra Meek, avec Melanias, etc., etc. On peut y ajouter la division Peyotes avec des couches d'Inoceramus labiatus Schlotheim et ainsi, le tableau des formations sédimentaires de la région carbonifère de Coahuila serait le tableau ci-joint.

TECTONIQUE.

La majorité des montagnes de toute cette région sont formées d'un seul pli anticlinal; elles courent généralement dans la direction N. 20° à 25° W. et quelques-unes forment une desviation jusqu'à N. 60° W. Dans les unes, la crête coincide avec l'axe anticlinal et dans d'autres, l'axe de l'anticlinal coupe la crête de la montagne sous un angle de 40 ou 50 degrès, et dans ce cas les couches formant l'anticlinal, sont coupées obliquement dans les ravins et les dépressions rongées par l'érosion; à une certaine distance elles resemblent une succession de petits replis sur le flanc ou penchant de la montagne. La Sierra de Santa Rosa offre un exemple du premier cas, et la Montagne de La Mitra près de Monterrey, un exemple du deuxième. Toutes ces montagnes sont monogénétiques et se composent, en général d'un corps cen-

tral constituant la montagne proprement dite et d'une série de collines et d'élévations sur chacun des côtés qui forment le sommet des penchants, séparé par passages étroits et profonds du corps central. La figure ci-jointe donne une coupe schématique transversale de ces montagnes.



Coupe schématique de la Sierra de Sta. Rosa.

La Sierra de Santa Rosa est une montagne tectonique de plissement, formée essentiellement par un pli anticlinal, composé, dans sa partie inférieure qui est la plus élevée de la montagne, de calcaire compact, très résistant, de couleur gris clair variant jusqu'à gris bleuâtre foncé, et disposé en gros bancs. Il appartient à la série mésocrétacée que Hill a nommée, pour ce cas, Division Santa Rosa, et qui, d'après lui, est égale à la division Edwards Limestone, du Crétacé de Texas. Ce calcaire est recouvert de dépôts sablonneux et argileux en minces couches, et de peu de résistance, appartenant à la série Néocrétacée, et qui présentent des intercalations de couches de calcaires et de grès de plus grande résistance: celles-ci ont été détruites par l'érosion sur la crête de la montagne et forment aujourd'hui les versants de la montagne; leurs sédiments, d'inclinaison uniforme et pres-

que égale sur les deux versants, sont séparés du massif de la montagne par des gorges, des ports et des dépressions qui finissent par former de petites vallées longitudinales. Dans le pied, ces sédiments sont moins inclinés et se réunissent, comme nous l'avons déjà dit, à la plaine par de petits plis anticlinaux très ouverts. Sur les flancs du corps central de la montagne de Santa Rosa, on voit quelques failles presque parallèles à la direction générale de la montagne, se dirigeant à N. 20° W., avec inclinaison de 25° vers le S.W.; leur sauts, de petites dimensions, ont permis des mouvements qui ont produit la statique actuelle de la montagne.

La plaine est une plaine d'érosion, ou plus proprement un plateau d'érosion qui s'est développé dans une plaine tectonique, séparée des terres basses par une chaîne de montagnes; elle se trouve en partie recouverte par des dépôts d'aluvion (dans les endroits où les rivières forment leur niveau de débordement et d'inondation pour établir leur vallée d'érosion.

La formation de ces dépôts de charbon est directement relationnée aux mouvements orogéniques qui, en pliant les couches du crétacé moyen et les plus anciennes, ont occasionné la formation des Montagnes Rocheuses et de leur prolongation, la Sierra Madre Orientale du Mexique, et ont également donné origine à la formation des mers intérieures et des lacunes, tout au long de la zone des terres basses, sur la côte du Golfe du Mexique. La profondeur de ces mers et lacunes variait avec les différents mouvements qui accentuaient de plus en plus le relief des montagnes rocheuses. Suivant les conditions qui y prévalaient, elles formaient des accumulations de dépôts lacustres avec des dépôts de charbon ou bien de dépôts maritimes dépourvus de charbon; et, vu que ces dif-

férentes conditions règnent alternativement dans la même dépression générale, il s'est produit des dépôts marins côtiers ou de mer profonde, ou bien des dépôts dans des lacs intérieurs ou communiquant d'une manière intermittente avec la mer, et aujourd'hui ces dépôts alternent en série verticale.

Les derniers mouvements orogéniques ont affecté les formations qui renferment le charbon, et celles-ci ont souffert des compressions qui les ont pliées doucement dans toute leur masse. Ce plissement se fait particulièrement sensible dans le versant de la Sierra de Santa Rosa, etc.; il est fracturé et présente des failles en différents endroits.

En conséquence de ces mouvements, le sol de cette vaste plaine présente de légères ondulations qui la subdivisent en plusieurs bassins topographiques, de dimensions diverses et dont les bords sont plis anticlinaux très ouverts s'élevant à peine à une altitude de 50 mètres, mais la majorité n'atteint pas cette élévation.

Sur les bords de ces bassins superficiels, les couches se soulèvent en formant un angle prononcé avec l'horizon, comme c'est le cas sur le penchant de la Sierra de Santa Rosa, où les couches ont une inclinaison qui va jusqu'à 75°. Mais dans la partie basse, ainsi que dans les collines et les plateaux, éloignés des hautes montagnes, la pente varie entre 2° et 5°.

BIBLIOGRAPHIE.

1866. *Kuchler (Jacobo)*.—Valles de Sabinas y Salinas. Reconocimiento y descripción de los valles de Sabinas y Salinas en el Departamento de Coahuila, con las haciendas del Nacimiento, San Juan, Soledad, Alamo,

Encinas, Hermanas y rancho de la Mota.—México, Imp. Imperial, 1866. 8.° 16 p. y 1 plano.—*El Minero Mexicano*, t. 39, núms. 11 y 12 (Sept. 1901).

1882. *Adams* (*W. E.*).—Coals in Mexico, Santa Rosa District.—Trans. Am. Inst. Min. Eng. Vol. 10, 1882, p. 270-273, 1 fig.

1884.—*Frazer* (*Persifor*).—Certain Silver and Iron Mines in the States of Nuevo León and Coahuila, México.—*Trans. Am. Inst. Min. Eng.* Vol. 12, 1884, p. 537-569, 8 maps. 2 pl.

1891. *Hill* (*R. T.*). Report upon the Geology and Mineralogy including all Mines of the Santa Rosa Mineral Zone, with Maps.—San Antonio, Texas, 1891, 8.° 32 p. 3 Maps.

1896. *Hill* (*R T.*). and *Vaughan* (*Th. W.*).—Geology of the Edwards Plateau and Río Grande.—18th. *Ann. Rep. U. S. Geol. Survey*, 1896-97, Part. II, p. 243.

1891. *White* (*C. A.*).—Correlation Papers. Cretaceous. —*Bull. U. S. Geol. Surv.* N.° 82, 1891.

1900. *Vaughan* (*Th. W.*).—Reconnaissance in the Río Grande Coal Fields of Texas, including a report on igneous rocks from San Carlos Coal Fields, by E. C. E. Lord.—*Bull. U. S. Geol. Surv.* N.° 164. 1900.

1901. *Ludlow* (*E.*)—The Coal-Fields of Las Esperanzas, Coahuila, México.—*Trans. Am. Inst. Min. Eng.* Vol. 32 (Mexican Meeting), 1901, p. 140-156, 6 figs.—*Bol. Secr. Fom.* Año III (1903-904), folleto II, p. 68-71.



XXVIII

(EXCURSION DU NORD).



LES GISEMENTS CARBONIFÈRES DE COAHUILA

PAR

E. LUDLOW.

LES GISEMENTS CARBONIFÈRES DE COAHUILA.

PAR M. EDWIN LUDLOW.

Il y a, actuellement, trois bassins carbonifères exploités, dans l'Etat de Coahuila.

Ces bassins touts traversés par le chemin de fer "International mexicain."

Le premier, à 7 kilomètres Sud de la Ville de Porfirio Díaz, est connu sous le nom de "Bassin de Fuente."

Le second, à Sabinas, à 117 kilomètres, Sud, de Porfirio Díaz, est designé sous le nom de "Bassin de Sabinas."

Enfin, le troisième, près de la Station de Barroterán, à 145 kilomètres Sud de Porfirio Díaz, est mis en communication avec la grande ligne par un embranchement de 10 kilomètres, courant vers le Nord Est, et allant aboutir à Esperanzas, qui est situé à l'extrémité Sud du "Bassin de las Esperanzas," et où sont situées les mines du "Mexican coal and coke company."

BASSIN DE FUENTE.

Le Bassin de Fuente, d'après les reconnaissances qui en ont été faites, aurait une superficie de 5,000 hectares. Il semble être un petit bassin parallèle au gisement

carbonifère qui s'étend le long du Río Grande qui est exploité à Eagle Pass et près de Laredo, dans l'Etat de Texas, et qui a été reconnu et étudié près de la ville de Mier, dans l'Etat de Tamaulipas (Mexique).

Le charbon de Fuente, bien que présentant les mêmes caractères généraux que les charbons d'Eagle Pass et de Laredo, contient moins d'ardoise carbonifère et de cendres, ainsi qu'il résulte des analyses suivantes:

	Laredo.	Fuente.	Eagle Pass.
Humidité	3.20	1.40	3.49
Matières volatiles	37.35	39.40	36.87
Carbone	33.90	40.20	34.00
Cendres	25.55	19.00	25.64
	100.00	100.00	100.00

La proportion élevée des matières volatiles donne au charbon de Fuente une valeur particulière pour le grillage et la fabrication du gaz, et il contient, en même temps, assez de carbone pour pouvoir être employé pour la production de la vapeur.

Le charbon de ce bassin est exploité par le "Fuente Coal Company," qui a des droits effectifs et prépondérants sur toutes ces terres, et est allié au chemin de fer International Mexicain.

BASSIN DE SABINAS.

Au Sud du bassin de Fuente, le chemin de fer traverse la ligne de faîte de Peyotes, pour descendre, ensuite, dans le bassin de Sabinas, qui s'étend le long de la rivière de Sabinas.

Ce bassin a 55 kilomètres de long par 25 de large; sa direction générale est Nord Ouest-Sud Est.

Le charbon de Sabinas diffère entièrement de celui

de Fuente: il est plus riche en carbone et meilleur, par conséquent, pour les machines à vapeur, comme le montre l'analyse qui suit:

Cendres	14.60
Carbone	64.20
Matières volatiles	21.20
	100.00

Bien nettoyé, il donnera aussi un bon coke,—ce que ne peut faire le charbon de Fuente.

La formatin carbonifère des basins de Sabinas et de las Esperanzas appartient au crétacé supérieur et correspond à la partie riche en charbon de la formation de "Laramie," au Etats Unis.

La plus grande partie du bassin de Sabinas s'étend à l'Ouest de la rivière et appartient principalement au "Coahuila Coal Company," qui est sous l'influence prédominante du chemin de fer International mexicain.

Le bassin de Sabinas s'étend sur une vaste surface; mais, comme il est entrecoupé de soulèvements et de failles, qui ne se manifestent, généralement, par aucun signe extérieur, les parties exploitables, dans lesquelles le charbon est assez épais et assez pur pour être exploité avec profit, dépassent rarement 500 hectares, d'un seul tenant, et sont séparées par de grandes étendues, dans lesquelles le charbon est trop peu épais ou stratifié avec une proportion trop considérable d'ardoise ou d'autres matières minérales pour avoir une valeur marchande quelconque.

Dans les conditions les plus favorables, le charbon a, généralement, de $1^{m}37$ à $1^{m}52$ d'épaisseur, avec un banc, intercalé d'argile, de 15 à 30 cm.

Le banc inférieur,—celui qui s'étend au dessous de

l'argile,—est, d'ordinaire, propre et a de 0.50 à 0.61. Le charbon qui recouvre l'argile, épais, en général, de $0^{m}61$ est, plus fréquemment entremélé de rubans d'ardoise carbonifère, qui, ne pouvant être séparés, à l'extraction, altèrent la pureté du charbon et augmentent la proportion de cendres dans la houille, telle qu'elle est expédiée.

La carte ci-jointe montre les situations respectives des bassins des Sabinas et de las Esperanzas et de l'étroite ligne de faîte qui les sépare.

A l'extrémité méridionale du Bassin de Sabinas, l'affleurement traverse la rivière, près de la ville de San Felipe, à 20 kilomètres au Sud de la Station de Sabinas, et suit la rive orientale. C'est là que les premiers travaux d'extraction de charbon furent entrepris, au Mexique,—en 1884.—L'affleurement traverse, de nouveau, la rivière, 5 kilomètres plus haut, environ, et suit la rive occidentale jusqu'à un point situé à 2 kilomètres, à peu près, en amont du pont du Chemin de fer International, où il passe, de nouveau, sur la rive Orientale, pour y rester jusqu'à ce qu'il tourne vers le Sud, à l'extrémité supérieure du Bassin.

Les travaux effectués près de San Felipe montrèrent que le banc plongeait légèrement. Il fut, ensuite, ouvert par des puits, forés sur la rive Ouest, en 1887, et le Centre minier de Hondo fut établi par le "Coahuila Coal Company." On travaille encore les mines N.os 5, 7 et 8. Les travaux ont montré que le terrain est coupé par des failles et des soulèvements; un soulèvement de 27^{m} de haut a été trouvé entre les puits N.os 2 et 6.

Le "Coahuila Coal Company" est en train d'ouvrir des mines en amont de la rivière: la première, à Mezquite, où le Chemin de fer International coupe l'affleurement sur

la rive Ouest, en face de la ville de Sabinas. C'est une mine de peu d'importance, destinée à alimenter, à leur passage, les locomotives du Chemin de fer International mexicain.

Un puits, appelé le National, est creusé à 10 kilomètres au Nord, et à 762^{m} du bord de la rivière de Sabinas. Dans ce puits, le charbon se rencontre à 260 pieds de profondeur et l'on y trouve deux bancs: Le banc supérieur, épais de 1^{m}98, est divisé par deux couches d'ardoise, qui réduisent l'épaisseur nette du charbon à 1^{m}22. Le banc inférieur n'a qu'une épaisseur de 1^{m}06, mais est beaucoup plus pur. Ces deux bancs sont séparés, au fond du puits, par 2^{m}44 d'ardoise tendre; mais les fouilles effectuées, de ce point dans la direction de la rivière, c'est à dire en remontant la pente de ces deux bancs, montrent qu'ils se rapprochent, au point de n'être plus séparés que par une couche d'ardoise de 0^{m}61 environ; tandis que, en descendant, il s'éloignent, au contraire de sorte que, dans un puits d'aération, situé à 213^{m} du puits principal, on les trouve séparés par 30^{m} de strates dures,—et que, dans un sondage, profond de 120^{m} à plus d'un kilomètre du même puits principal, il y a 49^{m} de strates entre eux.

Les sondages, dans le voisinage de ce puits, ont démontré l'existence de plus de 2,000 hectares de charbon exploitable; mais la présence de l'ardoise et du charbon ardoisier rendra difficile un nettoyage de la houille suffisant pour qu'elle devienne acceptable par le commerce.

Les sondages effectués par M. B. W. Bobinson, gérant du "Coahuila Coal Company," ont montré qu'il y a de vastes surfaces de charbon exploitable, qui pourront-être attaquées quand il y aura demande; mais une grande partie des 80,000 hectares qui sont sous la dépendance de cette compagnie n'a pas encore été explorée.

L'affleurement oriental du Bassin de Sabinas traverse la rivière de Sabinas immédiatement au dessus de la ville. Une pièce triangulaire de 1,600 hectares environ, située sur la rive orientale, est ouverte, en ce moment, par "l'Agujita Coal Company."

Une section du banc de charbon, faite dans la galerie N.° 1, au printemps de 1905, a donné les résultats suivants:

Charbon	0.33
Ardoise	0.05
Charbon	0.25
Ardoise	0.08
Charbon	0.28
Ardoise carbonifère	0.05
Charbon	0.38
Total général	1.42
Total des impuretés	0.18
Charbon net	1.24

Sur ses limites, s'étend le domaine de M. W. B. Cloete, où l'on a fait des recherches; mais le charbon y a été trouvé tellement entremélé d'ardoise qu'il n'était guère possible de le purifier suffisamment pour la vente.

Au nord de ce domaine, sur les deux rives du Río de los Alamos, et près du village de San Juan de las Sabinas, sont les propriétés de M. Ernesto Madero et de M. Arturo Longega. Ils possèdent au total de 3,000 hectares de terrains carbonifères; mais des sondages soigneusement exécutés y ont fait découvrir plusieurs failles importantes. Ils ont, néanmoins, une surface assurée d'au moins 500 hectares de charbon exploitable, variant de $1^{m}37$ à $1^{m}52$ d'épaisseur.

Une section faite dans leur galerie N.° 1, au printemps de 1905, a donné:

Charbon	0m08
Ardoise carbonifère	0.05
Charbon	0.28
Ardoise	0.10
Charbon	0.41
Ardoise carbonifère	0.05
Charbon	0.41
Total général	1.38
Total des impuretés	0.20
Charbon net	1.18

La partie supérieure du bassin,—là où il tourne,—n'a pas encore été étudiée; le point le plus rapproché où des recherches aient été faites sont les terrains qui figurent sur la carte sous le nom d'"El Menor" et dépendent du "Monterrey Coal Company." Ils s'étendent sur l'affleurement Ouest du charbon; leur surface, qui est triangulaire, est de 4,000 hectares, environ.

L'exploration de ces terrains y a démontré l'existence de surfaces considérables rendues sans valeur par des failles; mais, dans le voisinage des galeries que l'on est en train de percer, les sondages ont établi qu'il existe environ 500 hectares, sous lesquels il y a près de 1m52 de charbon exploitable.

BASSIN DE LAS ESPERANZAS.

Ce bassin, qui s'étend parallèlement à celui de Sabinas et en est séparé seulement par une ligne de hauteurs de 3 kilomètres, environ, dépend, en grande partie, du "Mexican Coal and coke Company," qui en a étudié les terrains carbonifères, et a commencé à en exploiter la partie Sud, pendant l'automne de 1899.

Le charbon y est de qualité analogue à celui du bassin

de Sabinas, mais son épaisseur est double et atteint même, en certains endroits, jusqu'à 6^m, en y comprenant un banc d'argile de 0^m30, qui s'étend au milieu.

Le bassin de las Esperanzas a 35 kilomètres de long par 5 de large; de cette surface, la "Mexican Coal et coke Company," possède, environ, 8,000 hectares. Il a établi ses principaux centre d'exploitation dans la partie Sud, où l'affleurement, en tournant, réduit l'inclinaison du banc à 8 degrés, à peu près.

Le thalweg du bassin descend avec une pente de 7 degrés, environ; et, comme le bassin ne s'élargit pas, il en résulte que ses côtés deviennent très-abrupts, au milieu, qui est juste au Sud de la section suivant A. B. A partir de ce point, le thalweg s'élève vers la partie Nord Ouest du bassin, où le terrain redevient plat.

Des sondages bien faits ont, pourtant, démontré que l'épaisseur du banc atteint son maximum à l'extrémité Sud du bassin, où les mines du "Mexican Coal and coke Company," sont en opération, et que, à la partie supérieure, la couche s'amincit, au point que les sondages ne lui donnent plus que 0^m76 à 1^m06 jusqu'au Sud de la ville de Múzquiz.

Bien que les failles aient été rencontrées dans les travaux de ce bassin, elles ne sont pas aussi étendues et les dislocations n'y sont pas aussi grandes que dans le bassin de Sabinas.

Les travaux du "Mexican Coal and coke Company" ont consisté en une série de 7 galeries percées des deux côtés du bassin; le charbon est très-pur dans l'affleurement Sud Ouest, ouvert par les galeries 3, 4 et 6, où la couche est parfaitement régulière et dont la section donne les chiffres suivants:

qualité supérieure peut-être fait avec le poussier menu qui passe par un crible à mailles de 1/8 de pouce.

Le "Mexican Coal and coke Company," seul, fait du coke, dans ce district; il travaille ce poussier dans 226 fours, qui produisent un total de 7,000 tonnes de coke par mois.

Un échantillon de charbon, taillé dans la mine N.° 3, suivant les règles formulées par le Service Géologique des Etats Unis, et analysé dans son laboratoire, à l'Exposition de St. Louis, Missouri, en 1904, a donné les résultats suivants:

CHARBON.

Humidité	0.42
Matières volatiles	21.83
Carbone	69.84
Cendres	7.91
	100.00
Soufre, déterminé à part	0.70

Un échantillon moyen du coke fait avec le charbon de ces mêmes mines, et prélevé en même temps, a donné:

COKE.

Humidité	0.14
Matières volatiles	0.76
Carbone	85.95
Cendres	13.15
	100.00
Soufre, déterminé, séparément	0.74
Phosphore	0.004

Un échantillon moyen de la mine, pris près de la galerie N.° 1, à plus de 1,000 mètres de la surface, et en un point où la couche avait 2m69 d'épaisseur, fut envoyé

à l'Université de l'Etat de l'Ohio, où il fut analysé par le Professeur N.W. Lord, le 29 Juin 1905. Ci suit l'analyse:

CHARBON.

Humidité	0.95
Matières volatiles combustibles	19.73
Carbone	69.86
Cendres	9.45
	100.00
Soufre, déterminé séparément	0.997
Valeur calorimétrique, en unités thermiques anglaises	13.995

Cet échantillon avait été pris conformément aux règles formulées, pour la prise d'"échantillons de mines," par le service géologique des Etats Unis, suivant lesquelles une coupe en forme de V doit être faite, du haut en bas de la couche. Dans cette coupe sont comprises les petites strates de matières étrangères, ayant moins d'un pouce d'épaisseur, mais non le bancs plus épais d'ardoise et de charbon ardoisier, qui peuvent être séparés, au nettoyage.

Il en résulte que ce charbon quand il est convenablement préparé, donne effectivement 14,000 unités anglaises de chaleur, tandis que les différents charbons des Etats Unis, examinés à St. Louis, au laboratoire du Gouvernement américain, par le professeur Lord, auteur de la précédente analyse, ont donné les chiffres suivants:

	Unités anglaises de chaleur.
Colorado	9.767
Alabama	12.865
Illinois	12.046
Indiana	11.822
Territoire Indien	12.787
Kentucky	12.283

	Unités anglaises de chaleur.
Missouri	10.505
Texas	7.267
Virginie occidentale ....13.918 et	14.614

En conséquence, si nous en exceptons le meilleur charbon de la Virginie occidentale, le charbon mexicain, quand il est bien préparé, est plus qu'égal aux houilles américaines en unités anglaises de chaleur,—mesure, généralement admise, de la valeur d'un charbon,— et, s'il est vrai que l'élimination de l'ardoise carbonifère dont les strates sont intimement mêlées à celles du charbon, rend presque impossible d'en faire des blocs, il est prouvé qu'il peut donner les types de dimensions inférieures, tels que "la noix," "le pois" et "le grain," et faire un bon combustible pour les machines à vapeur du Mexique.

Le seul essai qui ait été fait avec du charbon calibré a été fait à Monterrey, dans les fonderies de l'"American smelting and refining company," qui admet que le plus menu des types ci-dessus a donné 12,748 unités anglaises de chaleur.

Avant l'ouverture des mines du "Mexican Coal and coke Company," à las Esperanzas, en 1900, le seul charbon exploité était celui des compagnies de Coahuila, de Fuente et d'Alamo, dont l'administration est sous l'influence du Chemin de fer International mexicain, et les produits en étaient presque entièrement consommés par cette ligne et par le "Southern Pacific," alors son allié. Le "Mexican Coal and coke Company," ouvrit le bassin de las Esperanzas, commença ses expéditions le 1er. Juillet 1900, et poussa l'exploitation de ses gisements au point que, en 1904, leur production atteignait 512,362 tonnes métriques. Le but de la Compagnie étant unique-

ment l'extraction du charbon, elle donnera à ses travaux un développement suffisant pour subvenir aux besoins du pays.

Le succès de cette compagnie a provoqué la formation de trois autres compagnies charbonières, qui commenceront,—probablement,—à expédier du charbon vers le commencement de 1906.

Le premier charbon, dans cette partie du Mexique, fut extrait, en février 1884, des "Sabinas Coal Mines," situées sur la rive Ouest de la rivière de Sabinas, à 1 kilomètre, environ, au Nord de la Ville de San Felipe.

Ces mines furent travaillées jusqu'en Juillet 1886, et donnèrent un total de 101,000 tonnes. Les opérations y furent suspendues, pendant quelque temps, en raison de difficultés légales, mais furent reprises en Janvier 1888, —le nouveau nom de la Compagnie étant alors, "Alamos Coal Company,"—puis continuées jusqu'en Septembre 1901, époque à laquelle elles avaient produit 1.017,000 tonnes.

Le "Coahuila Coal Company" fut organisé pour exploiter le gisement de charbon situé dans un pâturage appartenant au Chemin de fer International Mexicain, sur la rive Ouest et Sud de la rivière de Sabinas, et connu sous le nom de Domaine de la Soledad. Les opérations furent commencées, à Hondo, en Janvier 1887; le premier charbon fut expédié en Juin de la même année, et, le 31 Décembre 1904, la production totale avait été de 2.444,000 tonnes de houille et 356,000 tonnes de coke, provenant des 120 fours construits par la Compagnie, à Hondo.

L'exploitation du bassin de Fuente fut commencée par le "Piedras Negras Coal Company," vers le mois de Novembre 1891, et continua jusqu'en mai 1894. La pro-

duction fut peu considérable et ne dépassa pas 30,000 tonnes.

Le "Fuente Coal Company," fut, alors, mise en possession des propriétés de cette compagnie et commença à expédier en Juin 1894. De cette époque jusqu'au 31 Décembre 1904, les produits s'élevèrent à un total de 912,000 tonnes.

Le "Mexico Coal and coke Company" commença ses opérations en Novembre 1899, ses premières expéditions de charbon furent faites le 1er. Juillet 1900; et, de cette date au 31 Décembre 1904, elle expédia 1.656,894 tonnes.

Les compagnies ci-dessus—en y joignant le "Mexican Steel Company" de Monterrey, qui a extrait quelque peu de charbon d'un morceau de l'affleurement abandonné par l'"Alamos Coal Company,"—sont les seules qui aient extrait de la houille, au Mexique, jusqu'à ce jour.

Le total du Charbon produit par les gisements de l'Etat de Coahuila, au 31 Décembre 1904, s'élève donc à 5.218,894 tonnes 68, plus 550,808 tonnes 02 de coke.

Les expéditions faites en 1904, se résument ainsi:

Fuente Coal company................	62.400	tonnes.
Coahuila Coal company.............	256.500	..
Mexican Coal and Coke company..	512.862	..
Soit un total, pour ces mines, en 1904, de...........	831.762	tonnes.

Le tonnage du Coke, la même année, s'est élevé à	13.150
pour le "Coahuila Coal company", et	52.737
pour le "Mexican coal and Coke company" soit......................................	65.887 tonnes, au total.

CONDITIONS COMMERCIALES.

Dans la partie Nord du Mexique, qui est accessible aux produits de ces mines, le charbon indigène a, à peu près fermé la porte aux houilles étrangères. Mais, dans le Sud, où les produits du dehors sont importés par eau, à Tampico et à Veracruz, et où des tarifs reduits sont appliqués par les chemins de fer, de ces ports aux centres industriels, le charbon du pays ne peut pas lutter avec les houilles américaines, plus pûres, de la Virginie Occidentale.

Les frais d'extraction sont excessivement élevés dans les mines de Coahuila. Le toit est faible, et il faut la supporter avec des mattes de piliers; et ces piliers coutent cher, car il faut les importer des Etats Unis, la zone carbonifère ne produisant pas d'arbres. L'eau occassionne aussi des dépenses considérables: Dans tous ces bassins, les galeries rencontrent des courants souterrains,—les uns permanents; les autres temporaires,—et il faut, pour s'en rendre maître, des machines à vapeur, et des pompes, puissantes et coûteuses.

Il ne sera jamais possible d'extraire le charbon, dans cette région, à un prix aussi bas que dans les bassins houillers des Etats Unis, et il est aussi presque impossible, à cause des strates d'ardoise pure et d'ardoise carbonifère mélées au charbon, de produire une houille commerciale, aussi peu chargée de cendres que celles qui viennent de veines plus pures, exploitées dans certaines parties des Etats Unis.

Les chemins de fer comprennent, maintenant, la valeur de nos terrains carbonifères et, par des réductions

de tarif, aident les compagnies minières à étendre leurs marchés plus avant dans l'intérieur du Mexique.

Il y a aujourd'hui, une surface suffisante connue, dans la région de Coahuila, pour subvenir aux besoins de tout le Mexique, et, avec des tarifs de transport convenables, sa production peut être considérablement accrûe; l'année dernière, l'extraction n'a été limitée que par la demande.

CONDITIONS GÉOLOGIQUES GÉNÉRALES.

Les deux bassins de Sabinas et de las Esperanzas sont les seuls, actuellement explorés, où l'on a trouvé du charbon assez pur et assez épais pour être travaillé.

Il y a des bassins parallèles et contigus à ceux-ci, appartenant à la même formations géologique, mais les explorations qui en ont été faites n'ont pas fait découvrir, jusqu'à ce jour des surfaces carbonifères assez grandes pour pouvoir être avantageusement exploitées. Il est, sans doûte, parfaitement possible que l'on découvre d'autres bassins dans lesquels existent des gisements carbonifères étendus et exploitables,—la constitution géologique du pays permet de le supposer,—mais les sondages qui ont été effectués, presque sans interruption, durant les trois dernières années dans les bassins contigus et parallèles, ne sont pas arrivés à révéler des masses de charbon assez pur ou assez épais pour payer les frais d'extraction.

Un des traits caractéristiques de la géologie de cette région est la coulée de lave, qui a été produite par les cratères des montagnes de Sta. Rosa, situées à l'Ouest de ces bassins, et était, selon ce qu'on peut voir, à peu de distance derrière les affleurements. Cette lave s'étend en nappe de $1^{m}20$ à $3^{m}04$ d'épaisseur et forme la couverture

des montagnes qui font saillie au dessus de ces Bassins. Les côtés ont été soumis à des érosions, de sorte que les argiles et les grès du carbonifère apparaissent clairement sous cette couverture de lave; et la lave, étant de date plus récente, a été, évidemment, déposée après le soulèvement des Bassins, et sans aucun effet apparent sur leur formation.

Quelques unes de ces coulées ont traversé toute la largeur du Bassin de las Esperanzas et ont recouvert le Bassin de Sabinas jusqu'à la rivière. Il existe aussi des traces d'anciens cratères, qui, comme on peut le voir, ont fait éruption à travers le Bassin de Sabinas et sont indiquées sur la carte ci-jointe sous les noms de Canape Grande et Canape Chico. L'influence qu'ils ont eue sur la formation carbonifère voisine n'a pas encore été déterminée pratiquement, les travaux des mines les plus voisines,—celles de Hondo.—n'ayant pas été poussés assez près pour montrer aucune perturbation due à leur action.

Les terrains carbonifères déjà reconnus démontrent l'existence d'une masse de charbon suffisante pour subvenir, pendant un temps presque illimité, aux demandes continuellement et rapidement croissantes de l'Industrie mexicaine; et, moyennant une modifications des tarifs de petite vitesse, permettant aux charbons indigènes, qui sont transportés par chemin de fer, de faire concurrence aux houilles étrangères, qui arrivent à ses ports par mer, le Mexique peut produire tout le combustible nécessaire à ses besoins, présents et futurs, et se rendre absolument indépendant des houilles et des cokes du dehors.


ASIN

XXIX

(EXCURSION DU NORD).



EXCURSIONS

DANS LES

ENVIRONS DE MONTERREY ET SALTILLO

PAR

E. BÖSE.

EXCURSIONS
DANS LES ENVIRONS DE MONTERREY ET SALTILLO.

Par M. E. Böse.

Notre visite dans les environs de Monterrey et de Saltillo se fera en deux excursions: la première nous conduira de Monterrey à la Station d'Arizpe sur le Chemin de fer Central et l'autre à Saltillo. La première excursion nous donnera une idée de la tectonique générale, et l'autre nous fera connaître la structure des plis qui composent ces montagnes. Je dois mentionner, que la ligne du chemin de fer à Arizpe n'a pas été étudiée par moi, mais par M. le Dr. S. Scalia qui s'est séparé de l'Institut Géologique de Mexico avant d'avoir pu terminer son étude. J'accompagnai ce géologue dans une de ses excursions à Arizpe, et je fis en outre une excursion à la Grotte de García et visitai Topo Chico. Scalia[1] a publié dernièrement une courte notice sur les environs de Monterrey, mais sans donner aucun profil. C'est pourquoi, dans cette description, je ne puis donner que des idées générales; en revanche pour le trajet Monterrey-Saltillo, il me sera possible de fournir des données plus exactes.

---

1 Scalia, Sopra alcune singolari formazioni montuose del Messico.—Atti Acc. Gioenia di sc. nat. in Catania, ser 4.ª vol. 19, 1906.

CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION.

Avant d'entrer dans la discussion de la tectonique, nous devons d'abord nous occuper un peu de la stratigraphie de la région. A l'exception des alluvions récents qui remplissent en partie les grandes vallées, le terrain se compose de couches crétacées, depuis le Vraconnien (Division de Fredericksburg, Caprina-limestone), vers le haut. Les couches, qui renferment le plus de fossiles, appartiennent au Sénonien.

La base des couches est formée d'un calcaire de couleur gris-claire, qui varie jusqu'au gris sombre, généralement rempli de restes de Caprinula. Scalia[1] a observé ces couches dans la Sierra de la Paila, et j'ai pu rencontrer un endroit assez riche dans la grotte de García, la seule place où les fossiles se séparent facilement de la roche. Je n'ai pas encore pu étudier d'une manière détaillée la faune, et c'est pourquoi je m'abstiens de citer des espèces. Les mêmes calcaires se retrouvent dans la Sierra de la Mitra et dans la petite coupole de Topo Chico. En outre, ils composent la haute montagne qui se trouve au Sud-Ouest du chemin de fer de Monterrey à Saltillo.

Nous ne pouvons dire que ce calcaire représente seulement le Vraconnien, au contraire il comprend assurément, en différents endroits en outre des horizons plus modernes, principalement le Cénomanien. Les parties supérieures sont fréquemment stériles. Au pied de la Sierra de la Mitra, j'ai trouvé au-dessus des calcaires avec Caprinula un calcaire noir en bancs minces. Scalia[2] a trouvé dans la Sierra de la Paila sur les calcaires

---

1 Scalia, loc. cit. p. 7.
2 Scalia, loc. cit. p. 7.

avec Caprinula, un calcaire noir en bancs minces avec des fossiles relativement nombreux, qui indiquent un âge cénomanien. Scalia à rapporté ces calcaires, provisoirement au Cénomanien inférieur; le Dr. Burckhardt et moi nous avons commencé l'étude de cette faune et nous espérons être bientôt à même de publier nos résultats en même temps que ceux que nous avons obtenu par l'étude des couches du même âge de Camacho, Mazapil, Concepción del Oro et Catorce.

En général, sur les calcaires noirs en bancs de peu d'épaisseur, on rencontre d'énormes masses de schistes calcaires et argileux sans fossiles ou avec des coupes d'Inoceramus. L'âge de ces schistes n'a pas pu être déterminé à cause du manque de fossiles déterminables; mais par leur position, ils correspondent certainement au Turonien.

Les schistes passent lentement à des schistes calcaires et argileux avec intercalations de grés calcaires et de calcaires. Ces schistes renferment toujours des fossiles, quoique parfois en quantité peu considérable. Les bancs de calcaire se composent fréquemment d'Ostrea glabra M. et H., var. Wyomingensis, Meek et de Actaeonella sp. On trouve en outre dans les schistes presque toujours l'Exogyra costata, Say. Ces fossiles se rencontrent en de nombreux endroits entre Soledad et Mariposa sur le Chemin de fer National (trajet de Monterrey à Saltillo). Scalia[1] à rencontré les mêmes à Paredón et Arista.[2]

A Paredón, Scalia à remarqué trois bancs différents.

---

1 Scalia, loc. cit. p. 7.

2 Scalia cite aussi les couches avec Exogyra, etc., d'Arizpe, ce qui doit être une erreur de mémoire de sa part, car on ne trouve à Arizpe que l'Ostrea glabra typus, quelques gastropodes indéterminables du même type que les fossiles des lits de Laramie, et un seul céphalopode, très mal conservé. Ces couches appartiennent, comme nous le verrons, à un horizon plus élevé, le Sénonien supérieur.

D'après ses collections, la couche inférieure ne contient que l'Exogyra costata, Say, et l'Ostrea glabra var. Wyomingensis. Le banc suivant renferme principalement l'Ostrea incurva, Nilss. et dans le banc supérieur existe l'Ostrea incurva et très-fréquemment Anomia micronema. Scalia rencontra en outre dans cet endroit un céphalopode qui, très probablement apartient à Sphenodiscus, mais que Scalia cite comme Tissotia. Peut-être s'agit-il du Sphenodiscus lenticularis: mais il est impossible d'en donner une détermination exacte à cause du mauvais état de conservation de ce fossile. Le banc inférieur de ces couches appartient probablement au Sénonien inférieur, l'Exogyra costata étant, dans cette région, une espèce très-fréquente dans cet horizon. Les deux autres bancs représentent peut-être déjà le Sénonien supérieur. Scalia[1] croyait qu'il s'agissait du Cénomanien-Turonien, ce qui est assurément une erreur.

A Arizpe,[2] Scalia découvrît une localité renfermant de très nombreux échantillons d'Ostrea glabra M. et H. Cette forme du Laramie se rencontre déjà dans le Sénonien inférieur dans la variété Wyomingensis. A Cárdenas, S. L. P. nous avons encore rencontré un seul échantillon qui ne se distingue en rien du type ordinaire. A Arizpe, nous avons trouvé toutes les variétés possibles, despuis les coquilles les plus allongées jusqu'à celles qui sont relativement très larges. La prédominance de l'Ostrea glabra rend probable que les couches appartiennent au Laramie; mais ces couches, bien qu'elles soient des dépôts littoraux, ne se sont pas formées dans des lagunes fermées, mais bien sur le bord ouvert de la mer: ce qui est

---

1 Scalia, loc. cit. p. 8.

2 Il ne faut pas confondre la localité d'Arizpe avec celle de Ramos Arizpe, où j'ai également découvert le Sénonien supérieur. Cette dernière localité se trouve près de Saltillo sur la ligne du chemin de fer National.

prouvé par la présence d'un céphalopode et de quelques Turritella. Nous verrons plus loin que des couches semblables existent aussi dans les environs de Ramos Arizpe.

Nous avons vu que sur la ligne du chemin de fer entre Monterrey et Saltillo, prédominent en bas les marnes et les schistes au-dessus desquels augmente le nombre des schistes. Ces couches plissées en nombreux anticlinaux et synclinaux, montent jusqu'au plateau de Ramos Arizpe, où l'on trouve, à la base du Cerro Alto, des schistes et des marnes avec Exogyra costata. Peu à peu, ces couches passent à une série de marnes et de schistes avec de nombreux bancs de calcaire et de grès calcaire. Ce dernier contient au Sud de Ramos Arizpe une faune assez riche en individus, mais appartenant à peu d'espèces. J'y ai rencontré:[1]

Anomia mexicana, Böse.
Inoceramus Cripsi, Mant.
Ostrea Saltillensis, Böse.
Volutoderma Arizpensis, Böse.
Sphenodiscus lenticularis, Owen.

Au-dessus de ces couches fossilifères qui, si l'on en juge par la présence du Sphenodiscus lenticularis, appartiendraient au Sénonien supérieur, on rencontre un grès formant des bancs épais mais renfermant très peu de fossiles indéterminables. Entre Ramos Arizpe et Los Bosques on trouve, intercalées dans les grès, des marnes avec de nombreux échantillons d'une espèce nouvelle très caractéristique, à laquelle j'ai donné le nom d'Ostrea Arizpensis.

---

1 Les espèces nouvelles citées dans cet article, seront décrites dans mon travail: Sobre algunas faunas del Cretáceo superior de Coahuila. Boletín del Instituto Geológico de México, núm. 26.

A l'Ouest de Los Bosques, on rencontre encore la même espèce, mais cette fois ensemble avec des Inoceramus Cripsi, qui se présentent en échantillons très grands, et aussi de très nombreux gastropodes (Turritella, etc.), que l'on ne peut déterminer d'une manière spécifique. Un peu au-dessus et au-dessous de cette couche on rencontre, dans le même endroit des marnes remplies d'Ostrea glabra typus. L'Ostrea Arizpensis existe aussi à l'Ouest de Ramos Arizpe, dans les collines au pied du Cerro Colorado.

Toute cette faune appartient sans doute au Sénonien supérieur, comme le prouve la prédominance de l'Ostrea glabra typus et la découverte du Sphénodiscus lenticularis; en outre il y a aussi des Ostrea Saltillensis et O. Arizpensis dans les couches du Sénonien supérieur de Las Esperanzas et de Múzquez, immédiatement au-dessous des couches de Laramie.

Aux environs de Ramos Arizpe, ce Sénonien supérieur est recouvert d'une masse énorme de schistes verts et rouges avec d'épais bancs de grès. Dans cette série, je n'ai rencontré aucun fossile; mais comme ces endroits sont éloignés des localités qui pourront être visitées au cours de l'excursion du Congrès Géologique, je ne les ai pas étudie en détail, à cause du manque de temps.

En résumant ce que nous avons dit des conditions stratigraphiques de la région de Monterrey et Saltillo, nous obtenons le résultat suivant:

De haut en bas, on trouve la série suivante:

Des schistes rouges et verts avec des grès sans fossiles	(Laramie supérieur?)
Des grés avec intercalations de schistes contenant: Ostrea glabra, O. Arizpensis, Inoceramus Cripsi. Des schistes argileux et marneux avec des bancs de calcaire et de grès contenant des Sphenodiscus lenticularis, Ostrea Saltillensis, Inoceramus Cripsi (Anomia micronema, Ostrea incurva).	Sénonien supérieur
Des grès et des calcaires avec intercalations de schistes contenant: Ostrea glabra, var. Wyomingensis, Actaeonella sp. Des marnes et des schistes avec Exogyra costata.	Sénonien. inférieur.
Des schistes et des marnes sans fossiles.	Turonien?
Des calcaires noirs avec Turrilites. (La Paila)	Cénomanien.
Des calcaires gris avec Caprinula.	Vraconnien.

Nous allons maintenant décrire à grands traits la tectonique de la région. Scalia, dans l'article que nous avons cité au commencement, à déjà indiqué la forme singulière des anticlinaux, mais il n'a pas pris en considération que les synclinaux sont aussi fermés et que les anticlinaux sont apparemment arrangées en séries. Nous verrons plus loin que ces circonstances sont d'une certaine importance pour l'explication du phénomène. En premier lieu, nous nous occuperons de la description de la forme des anticlinaux et des synclinaux.

Presque tous les plissements des environs de Monterrey sont fermés, c'est-à-dire périclinaux, ce qui signifie que les anticlinaux forment des coupoles dans lesquelles la direction des couches varie presque continuellement, tandis que les synclinaux forment des bassins géologiques fermés. Nous avons déjà rencontré des formes semblables près de Parras. Ici, nous avons cette différence qu'un axe de l'ellipse de la base n'est pas beaucoup plus grand que l'autre, de sorte que, fréquemment les coupoles se

rapprochent de segments de sphères. Cependant, dans tous les cas que j'ai pu étudier, il s'agit de coupoles à base elliptique, et c'est à quoi correspond la forme des synclinaux. Nous verrons, depuis le chemin de fer, la sierrita de Anhelo, dont la base ressemble presque à un cercle, mais je n'ai pu étudier cette montagne et, en raison du manque de cartes de cette région, l'étude en serait très difficile. Cependant, même s'il s'agissait d'une forme vraiment circulaire, cela n'aurait pas la moindre importance, car on connaît déjà des formes semblables, par exemple dans la Basilicata en Italie, qui sont assurément le résultat d'un double plissement.

Près de Monterrey, nous avons un exemple précieux d'anticlinal périclinal dans la Sierra de la Mitra. La plus grande masse de cette montagne se compose de calcaires avec Caprinula, et ce n'est que sur la pente du Nord-Est que l'on rencontre les calcaires noirs et les schistes qui représentent probablement le Cénomanien et le Turonien. Quand on étudie la montagne avec plus d'attention, on voit qu'il ne s'agit pas d'un simple anticlinal périclinal, mais qu'il existe dans les flancs des plissements secondaires. Alors que la masse principale se compose de calcaires avec Caprinula, nous trouvons au N.E. et au S.E., sur ces couches, des calcaires noirs et des schistes calcaires. Ces derniers forment vers le N.E., d'abord un synclinal et un peu plus loin un anticlinal à la base de la montagne.

Nous verrons un autre anticlinal près de García. Cette montagne, située au N.E. du village, est coupée par un profond ravin qui s'étend jusqu'au centre de la masse. Celle-ci, sur tous les points où j'ai pu l'étudier, se compose de calcaires avec Caprinula, dont les bancs montrent le plongement périclinal.

Sur le trajet entre Monterrey et Saltillo, le chemin de fer coupe un grand nombre d'anticlinaux et de synclinaux, dont la tectonique est semblable à celle que nous venons de décrire. Dans tous les cas, un axe de l'ellipse de la base est plus long que l'autre et la construction des synclinaux correspond à celle des anticlinaux.

Nous observons en outre autre chose: les plis sont arrangés en séries, de telle manière que dans chacune de ces séries, les anticlinaux forment une espèce de file de coupoles séparées par des bassins. Ces files suivent plus ou moins la direction E.—W. ou S.E.-N.W. La direction principale des plis est N. 70 W. jusqu'à E.-W., et parfois N. 45 W.

Scalia[1] à essayé d'expliquer cette tectonique singulière par l'hypothèse que tous les anticlinaux seraient des laccolithes. Mais Scalia ne donne aucune preuve à l'appui de cette hypothèse et ne peut en donner aucune, car il n'en existe pas dans la région qu'il à visitée. Pour ma part, j'avais déjà tenu compte de cette idée sur le terrain, et je m'efforçai de trouver des ravins qui coupassent profondément les anticlinaux. Mais nulle part je n'ai pu rencontrer le moindre vestige de roches éruptives, et il serait presque impossible, dans le cas où il s'agirait de laccolithes, que l'on ne rencontrât pas, quelque part, des traces de la roche intrusive. Il n'existe pas non plus de roches éruptives dans les éboulis. Scalia cite comme exemple d'une laccolithe près de cette région, une découverte que jai faite. Il dit que j'ai rencontré près de Colton une laccolithe avec une large zone de contact. Je regrette que Scalia cite cet exemple, car il doit m'avoir mal compris. En premier lieu, Colton est à une distance d'au

---

1 Scalia. loc. cit. pag. 10 et suivantes.

moins 350 kilomètres de la région mentionnée. Par conséquent on ne peut absolument se servir de l'existence d'une laccolithe près de Colton comme d'une circonstance rendant probable l'existence de laccolithes près de Monterrey. En second lieu, je n'ai jamais soutenu que la masse éruptive de Colton fût une laccolithe: je me suis contenté d'indiquer à mes collègues que, peut-être, pourrait-ce être une laccolithe. Il m'a été impossible d'arriver à des résultats certains parce que je n'ai pu voir qu'une petite partie de l'Ouest de la masse éruptive de Colton (La Tinaja) ; je l'ai visitée deux fois et chaque fois durant un jour seulement, et je n'oserais exposer une idée sur un massif éruptif aussi énorme que celui de Colton sans l'avoir étudié en détail. Je regrette beaucoup que Scalia m'ait attribué une hypothèse, que je n'ai jamais avancée.

Toujours est-il que dans le terrain nous ne trouvons pas le moindre appui pour l'hypothèse d'un soulèvement par roches éruptives; au contraire, la disposition des plis en files parle clairement contre les idées de Scalia. Il est vrai que le défaut complet d'une carte de cette région fait qu'il est difficile d'observer l'arrangement des éléments tectoniques mais ce que j'ai vu depuis les montagnes les plus élevées, m'a donné la conviction que les anticlinaux sont arrangés en lignes. En outre, nous avons vu que le plus grand axe suit toujours, plus ou moins, la direction de E. à W. L'union de ces deux caractères me fait considérer comme impossible qu'il s'agisse ici de laccolithes distribuées de manière irrégulière. Je n'ai jamais voulu émettre une hypothèse pour l'explication du phénomène des plissements périclinaux, parce que la région est trop peu connue. Mais la publication de Scalia m'oblige à démontrer qu'on peut aussi en trouver une autre explication. Cette explication, Scalia

aurait pu la découvrir dans son propre pays, car dans le Sud de l'Italie, dans la Basilicata, il existe des conditions très semblables qui ont été décrites par G. de Lorenzo.[1] Là, il s'agit aussi de coupoles parfaitement périclinales, dans le Triassique de la région et De Lorenzo a démontré que ces coupoles n'ont aucun rapport avec un soulèvement de roches ignées, sinon qu'au contraire, les roches éruptives se trouvent toujours dans les bassins. De Lorenzo a démontré également que les coupoles s'étaient formées à la suite d'un double plissement, c'est-à-dire qu'il se formèrent d'abord des plis normaux et qu'ensuite pendant un soulèvement plus récent, il se produisit une pression latérale presque perpendiculaire à l'extension des axes des plis, d'où il résulta que les plis se replièrent de nouveau de sorte qu'ils en arrivèrent à former des coupoles périclinales.

Tel peut être aussi le cas dans les environs de Monterrey, et alors les plis dont l'axe est E.-W. ou bien S.E.-N.W. seraient plus anciens que le plissement avec axe dirigé N.-S. Un double mouvement orogénique semblable expliquerait la disposition des anticlinaux, ce que ne fait pas l'hypothèse du soulèvement par laccolithes. Notre hypothèse expliquerait aussi la formation des plis fermés que nous observons dans la région de Parras. Mais, je le répète, je ne soutiens pas l'idée émise comme une théorie, car il me manque encore beaucoup de données nécessaires. J'ai simplement voulu démontrer que l'hypothèse de Scalia, qui laisse tant de choses inexpliquées, n'est pas la seule possible; et aussi que Scalia se trompe quand il dit[2] que de ses observations

1 De Lorenzo.—Le montagne Mesozoiche di Lagonegro.—Atti R. Acc. d. Sc. fis. e gmat. di Napoli. Vol. VI. ser. 2. Napoli. 1894.

2 Scalia, loc. cit. pag. 10.

géotectoniques "résulte" que le soulèvement de nos montagnes est dû à la pression de roches éruptives.

En réalité, pour le moment, nous ne pouvons rien faire de plus que de démontrer la tectonique singulière de cette région, sans pouvoir en donner une explication satisfaisante, parce qu'il nous manquent presque toutes les données nécessaires. C'est pourquoi toute hypothèse, que l'on présenterait actuellement pour expliquer la formation des anticlinaux périclinaux et des synclinaux avec structure correspondante, ne pourrait qu'être prématurée, parce qu'elle ne s'appuyerait pas sur une base nécessaire d'observations.

EXCURSION DE MONTERREY À ARIZPE.

Le train nous prend le matin à Monterrey et nous conduit dans la vallée située entre la Sierra de la Mitra au Sud Ouest et les Cerros de Topo Chico et García au Nord-Est. Nous avons déjà dit que cette vallée représente un synclinal, et, du train, nous verrons clairement comment les couches s'inclinent des deux côtés vers la dépression. Après avoir passé García, nous entrons déjà dans les schistes et les grès du Crétacé supérieur. Depuis cet endroit, le chemin de fer monte toujours en courbes étroites, par Icamole jusqu'à Paredón, où Scalia à trouvé des fossiles dans les marnes et les grès qui, d'après mes observations, appartiennent en partie au Sénonien inférieur et en partie au Sénonien supérieur. Entre Paredón et Amargos, nous apercevons, vers le Nord, la montagne d'Anhelo dont la forme a été représentée par Scalia[1] dans un dessin un peu schématique.

---

1 Scalia, loc. cit. p. 4.

Nous voyons en outre, sans sortir du train, de nombreuses coupoles de structure périclinale. Les couches du Sénonien continuent également depuis Paredón en montant. Le chemin de fer décrit de nombreuses courbes pour monter jusqu'à la plaine sur laquelle s'élève la Sierra de la Paila.

Notre excursion s'arrête à la station d'Arizpe á 110 km. de Monterrey.

Aux environs de cette station s'élèvent de petites collines composées de marnes et de grès qui renferment un grand nombre d'Ostrea glabra du type que l'on rencontre dans les couches de Laramie. J'ai trouvé en outre quelques gastropodes mal conservés, et Scalia y a découvert un échantillon de céphalopode qui appartient sans doute à Sphenodiscus ou à quelque genre semblable. L'Ostrea glabra s'y rencontre en nombreux bancs et fréquemment ce fossile est parfaitement conservé; on peut y recueillir presque toutes les variétés de cette espèce qui ont déjà été décrites.

Le matin encore, le train nous ramène à Monterrey où nous arrivons vers midi.

EXCURSION DE MONTERREY À SALTILLO.

Le train nous emmène de Monterrey, cette fois dans la direction de l'Ouest, mais ensuite il suit le côté S.W. de la Sierra de la Mitra. Au S.W. du chemin de fer se dresse la masse énorme de la Sierra Madre Oriental, formant une crête fantastique composée de calcaires avec Caprinula. Ces calcaires composent la masse principale de cette montagne jusque près de Santa María; plus loin nous verrons qu'elle est séparée des montagnes que nous traversons avec le train, par une faille ayant une direction

E.W. Le calcaire forme un anticlinal à flancs très escarpés. Près de Villa García commencent à se montrer sur la ligne du chemin de fer, des schistes avec intercalations de grès et de calcaires, qui appartiennent déjà au Crétacé supérieur.

Au S.W. s'élève un anticlinal, tandis que la voie traverse presque l'axe d'un synclinal. Entre Santa Catarina et García, la voie ferrée va presque du S.E. au N.W., mais à partir de ce dernier endroit, elle tourne vers le S.W. et croise ainsi perpendiculairement l'axe principal des plis.

Nous traversons d'abord une plaine assez large; après avoir dépassé la station de Soledad les montagnes commencent à se rapprocher et nous pouvons observer que sur les deux côtés du chemin de fer, entre les kils 976 et 975[1] les couches forment un anticlinal assez important. La direction principale de ces couches est N. 60° W. Entre les kils. 975 et 974, nous traversons d'abord un synclinal assez large, mais bientôt les couches s'élèvent énergiquement pour former un anticlinal dont l'axe se trouve presque en face du km. 974. Puis vient un synclinal plus large, dont l'axe se trouve presque en face du km. 973. Les couches changent un peu de direction E.-W. et au km. 972, elles recommencent à se soulever. Ici, toute la montagne se compose des schistes, des grès et des calcaires du Sénonien. En différents endroits, on rencontre les couches avec Ostrea glabra, var. Wyomingensis y Actaeonella sp. Entre les km. 972 et 971, s'élève de nouveau un synclinal de forme très régulière, puis vient un large synclinal dont l'axe se trouve en face du km. 970. Ici le train entre déjà dans un défilé étroit, où les couches

1 Les kilomètres se comptent depuis Mexico.

sont parfaitement à découvert. Entre les kms. 970 et 968, s'élève un anticlinal dont la crête est située entre les kms. 968 et 967. En cet endroit, on rencontre partout les bancs avec Ostrea et Actaeonella. Au km. 967, se trouve l'axe d'un synclinal, mais aussitôt les couches se relèvent et au km. 966 on aperçoit sous les grès des marnes grises, qui contiennent dans un endroit Exogyra costata assez bien conservée. Entre les kms. 966 et 964, les couches forment de nouveau un anticlinal et là nous pénétrons dans le bassin de Rinconada. Devant nous se dresse la chaîne majestueuse de la Sierra Madre, composée ici de calcaires avec Caprinula. De loin nous pouvons déjà voir que les collines entre Rinconada et la Sierra que je viens de mentionner se composent de couches appartenant au Sénonien, et, en réalité, on trouve Ostrea glabra dans les grès et les schistes que traverse le chemin de Rinconada à Los Muertos. La Vallée de Rinconada est située dans un synclinal dont l'axe va presque directement de l'E. à l'W. Ici, la voie du chemin de fer décrit une vaste courbe pour atteindre la hauteur de Los Muertos, et suit d'abord, depuis le km. 967 jusqu'au km. 958, la vallée qui se trouve sur l'axe du synclinal. Depuis le train, nous pouvons observer parfaitement la constitution du terrain et nous voyons que les couches s'inclinent des deux côtés vers là partie profonde de la vallée. Après avoir franchi un petit tunnel, la voie traverse de nouveau les plis. Entre le km. 958 et la station de Mariposa, nous voyons un petit anticlinal dont l'axe se trouve au km. 957. Entre ce point et Mariposa, se présente encore un autre synclinal dont les flancs ne sont pas très inclinés. La voie traverse un défilé très étroit où l'on peut voir les couches plissées des deux côtés du chemin de fer. Puis vient de nouveau un anticlinal dont la crête se trou-

ve près du km. 956; les couches s'inclinent vers le Sud et forment un synclinal dont l'axe se trouve entre les kms. 956 et 955. Suit un autre anticlinal dont la partie la plus élevée s'observe entre les kms. 955 et 954. Entre ce point et Los Muertos on rencontre de nouveau un synclinal bien visible. Avant d'arriver à cette dernière station, le chemin de fer sort de l'étroit défilé dont j'ai parlé et pénètre dans un élargissement de la vallée. Devant nous se dressent les calcaires à Caprinula de la Sierra Madre, en masses grandioses. Suivant les études que j'ai faites dans la vallée par où passe le chemin de Los Muertos à Rinconada, il existe là, au pied des calcaires, une fracture qui a fait descendre le bloc septentrional. Celui-ci se compose de couches du Sénonien.

Les calcaires de la Sierra Madre forment un anticlinal dont le flanc septentrional paraît brisé, le résultat est que le versant Nord de la Sierra Madre forme d'énormes escarpements. Depuis le chemin de fer on voit moins bien la tectonique que depuis le chemin dont je viens de parler.

Depuis Los Muertos, la voie suit une assez large vallée. Vers le Sud se dresse la Sierra Madre, et vers le Nord il y a des collines composées des couches du Sénonien. Cette vallée nous conduit jusqu'à Santa María; à partir de cette station, la dépression s'agrandit encore davantage, et les montagnes s'éloignent. Le chemin de fer traverse une plaine et nous conduit jusqu'à Ramos Arizpe.

Ici, nous descendons du train pour reconnaître le Crétacé supérieur en faciès marin. Un peu au Sud du village, s'élèvent quelques collines: une colline, de position centrale, près de la voie et du chemin qui va à Saltillo, se compose, sur son côté septentrional, de marnes et de schistes avec des bancs de calcaire et de grès. Cette col-

line s'appelle le Cerro de la Cruz. Nous trouvons ici plusieurs bancs contenant l'Ostrea Saltillensis, et, des échantillons rares de l'Inoceramus Cripsi la Volutoderma Arizpensis, l'Anomia mexicana, et le Sphenodiscus lenticularis. La cime du Cerro de la Cruz se compose d'un grès formant de gros bancs sans fossiles; le plongement des couches est vers le Sud.

Nous pouvons seulement visiter cette colline, mais je dois ajouter que les montagnes vers l'Ouest sont beaucoup plus riches en fossiles, bien qu'en général la faune ne soit pas très abondante.

Nous suivons le chemin de fer dans la direction de Saltillo et nous observons constamment les grès en bancs épais avec intercalations de schistes. La voie suit une petite vallée coupée entre ces couches; vers la limite de la dépression, près de Los Bosques, nous rencontrons, sur le côté oriental, une couche marneuse remplie d'une Ostrea de forme assez bizarre. C'est l'Ostrea Arizpensis. Cette même espèce se rencontre sur différents points des collines vers l'Ouest. Là existent également des couches renfermant l'Ostrea glabra: je n'avais rencontré aucune de ces couches près du chemin de fer. Ces couches avec Ostrea Arizpensis et O. glabra sont les assises fossilifères plus modernes que j'ai pu découvrir dans la région. Sur ces couches viennent des schistes et des grès de couleur verte ou rouge et que nous apercevons parfaitement depuis le chemin de fer, dans les montagnes qui se dressent vers l'Ouest.

Au dernier point fossilifère, nous reprenons le train qui nous conduit à travers une plaine couverte çà et là de petites collines composées de roches du Sénonien, jusqu'à ce que nous arrivons à la station de Saltillo.

GÉ(

ENTR

lcaire

Exogy

GÉOLOGIQUES LE LONG DU CHEMIN DE FER

ENTRE LA SOLEDAD ET LOS MUERTOS.

lcaires à Ostrea glabra var. Wyomingensis } *Sénonien inférieur.*

Exogyra costata ....

ECHELLE — 1: 50,000.

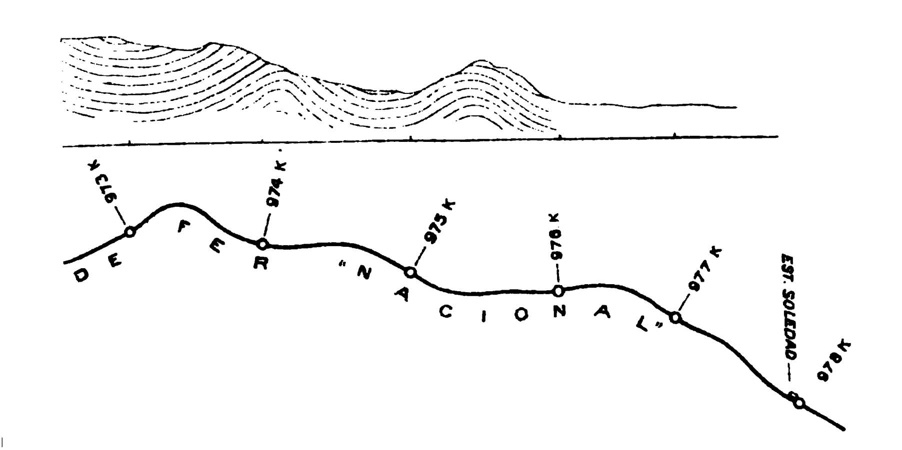
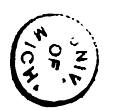




Fig. 2—Vue des plis dans le Sénonien, près de Los Muertos.



XXX

(EXCURSION DU NORD).



DE SAN LUIS POTOSÍ À TAMPICO

PAR

E. BÖSE.

DE SAN LUIS POTOSI A TAMPICO.

PAR M. EMILE BÖSE.

Le train traverse, d'abord, la large plaine de San Luis Potosí, pour pénétrer près de Silos dans la Sierra Madre Oriental (km. 292, compté à partir d'Aguascalientes). Nous passons quelques affleurements de Rhyolites, et entrons, ensuite dans les calcaires à Rudistes du Crétacé moyen. Ces calcaires sont assez plissés; et nous remarquons plusieurs plissements, — notamment entre Joya (km. 310) et Montaña (km. 316). Près de Cerritos (km. 328) le chemin de fer sort de la Sierra pour entrer dans la plaine fertile qui s'étend presque jusqu'à Cárdenas. Jusqu'à las Tablas (km. 376) il n'y a pas d'affleurement; mais, ici, commencent à s'élever, à droite, des calcaires crétacés, et, du même côté, on aperçoit, au loin, les marnes et les calcaires, plissés, du Crétacé supérieur. Entre les kms. 379½ et 380½, on observe, dans le fond de la vallée, une vaste nappe de laves basaltiques, et, à droite, encore, s'élèvent des hauteurs composées de marnes et de grès du Crétacé supérieur. Près du km. 399, recommence le calcaire, qui apartient déjà au Sénonien et qui renferme des coupes de Nérinées et de Rudistes. Nous traversons cette bande, près du km. 410, et péné-

trons dans la vallée de Cárdenas, qui est formée par des couches du Sénonien inférieur. A Cárdenas (km. 414) nous descendons du train et suivons à pied la ligne du chemin de fer. Les marnes et les schistes, près de Cárdenas, ne sont pas bien à découvert, le long de la voie; cependant, on y rencontre aussi, de temps à autre, quelques fossiles. Entre les kms. 414 et 415, nous passons par une tranchée du chemin de fer qui a ouvert des marnes, des schistes es des grès et nous y rencontrons un banc caractérisé par une Ostrea, de très grandes dimensions, et par quelques gastéropodes disséminés. Aprés avoir traversé la petite vallée d'un ruisseau qui descend vers Cárdenas, nous trouvons la première localité fossilifère. A sa partie supérieure, près de la station des pompes s'étend un banc à Ostrea; au dessus un autre à Exogyra costata, Say; plus bas des marnes caractérisées par des: Coralliochama G. Boehmi, Böse, Biradiolites Cardenasensis, Böse et Radiolites Austinensis, Roem.; un peu plus bas encore, une couche mince, presqu'exclusivement composée de nombreuses espèces d'Actaeonella de Cerithium, et de Turritella.

Les espèces qu'on en a retirées jusqu'à présent, sont les suivantes:

Turritella Cardenasensis, Böse.
Cerithium subcarnaticum, Böse.
— potosianum, Böse.
— Aguilerae, Böse.
— Cuauhtemoci, Böse.
Actaeonella (Trochactaeon) acutissima, Böse.
— — occidentalis, Böse.
— — inconstans, Böse.
— — coniformis, Böse.
— — irregularis, Böse.
— — variabilis, Böse.

Actaeonella (Trochactaeon) potosiana, Böse.
— — planilateris, Böse.
— — brevis, Böse.
— — aff. Grossouvrei, Cossm.

Au dessus de ces bancs, viennent des marnes calcaires, qui contiennent des bivalves et notament de Lima azteca, Böse, et sous ces marnes, une série calcaire, dans laquelle on rencontre des:

Coraux.
Coralliochama G. Boehmi, Böse.
Biradiolites Cardenasensis, Böse.
— Aguilerae, Böse.
Radiolites Austinensis, Roem.
Lima azteca, Böse.
Anomia argentaria, Mort.
Ostrea glabra, Meek and Hayden.
Natica altilirata, Böse.
Turritella Waitzi, Böse.
Cerithium aff. Simonyi. Zek.
Actaeonella acutissima, Böse.
Actaeonella aff. gigantea, Sow.

Entre ce point et le km. 421, les couches sont fortement plissées: on ne peut pas se rendre un compte bien exact de la nature de ces plissements, parceque les affleurements sont assez réduits; mais le coupe ci-jointe donnera une idée des résultats auxquels m'ont conduit mes études.

Nous retournons de notre localité fossilifère au chemin de fer, ou nous rencontrons une grande quantité de coraux, et, peut-être, quelques échantillons d'Ostrea aff. Nicaisei. En suivant la voie nous traversons le pont, et arrivons, près du km. 416, à un petit affleurement, où se trouve Cerithium subcarnaticum, Böse. Entre les kms. 416 et 417, nous passons par une autre tranchée, dans la-

quelle s'étendent: en haut, un banc à gastéropodes (Actaeonella, Cerithium, etc.), et un peu plus en avant, un banc marneux puissant, qui renferme, en grand nombre, des:

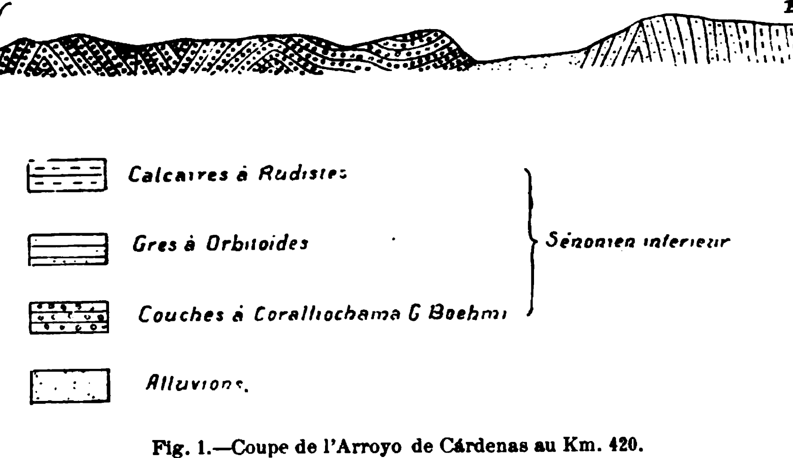


Fig. 1.—Coupe de l'Arroyo de Cárdenas au Km. 420.
1: 50.000.

Coralliochama G. Boehmi, Böse.
Biradiolites Cardenasensis, Böse.
Radiolites Austinensis, Roem.
Ostrea semiarmata, Böse.

Plus bas, se découvrent des bancs à:

Turritella potosiana, Böse.
Anomia gryphorhynchus, Meek.
Ostrea incurva, Nilss.

Entre cette tranchée et le km. 418, on observe un large synclinal dans le nucléus duquel les couches fossilifères sont recouvertes par des grès rouges, jaunes et blanchâtres, avec des intercalations de marnes sans fossiles. Dans le flanc oriental du synclinal, entre les kms. 418

et 419, réapparaissent les couches fossilifères marneuses et là dans un petit affleurement se trouvent des:

Coraux.
Nerinea (Plesioptygmatis) Burckhardti, Böse.
Actaeonella acutissima, Böse.
Lima azteca, Böse.

Avant d'arriver au km. 419, des conglomérats calcaires modernes recouvrent les couches du Crétacé. Entre les kms. 419, et 420, nous retrouvons ces dernières, qui se composent, ici, de schistes et de grès jaunes. On y rencontre des:

Orbitoides sp.
Coraux.
Turritella sp.
Inoceramus cfr. Cripsii, Mant.
Vola sp.
Ostrea cfr. Goldfussi, Holzapfel.

et quelques bivalves indéterminables. A l'exception des coraux et des Orbitoides, ces fossiles sont en mauvais état de conservation. Vient, ensuite, une masse peu epaisse, composée de schistes jaunes, sans fossiles, et reposant sur des calcaires en gros bancs. En ce point, km. 420, nous prendrons de nouveau le train qui en suivant une vaste courbe nous amènera dans les calcaires, qu'il suivra jusque dans le vallon de Las Canoas. Mais, auparavant, près du km. 419, nous avons pénétré dans la vallée de La Labor; cette vallée représente un large synclinal dont les côtés se composent de calcaire (N. 30°W.). et dont le fond renferme les couches que nous avons reconnues entre Cárdenas et le km. 420. Ce synclinal, est, lui-même, la continuation de celui que nous avons remarqué entre les kms. 417 et 420.

Le chemin de fer continue sa route, plus ou moins parallement à la direction des calcaires et laisse à droite la ligne de séparation entre ceux-ci et les couches supérieures. La station de La Labor (km. 428) est très-rapprochée de cette ligne. A partir d'ici, la voie se dirige vers l'Est, coupant presque perpendiculairement les calcaires et laissant, aussi, voir la suite de notre coupe. Les cal-

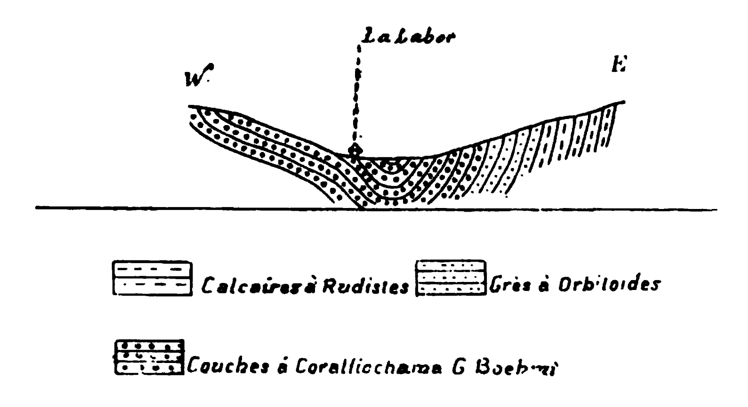
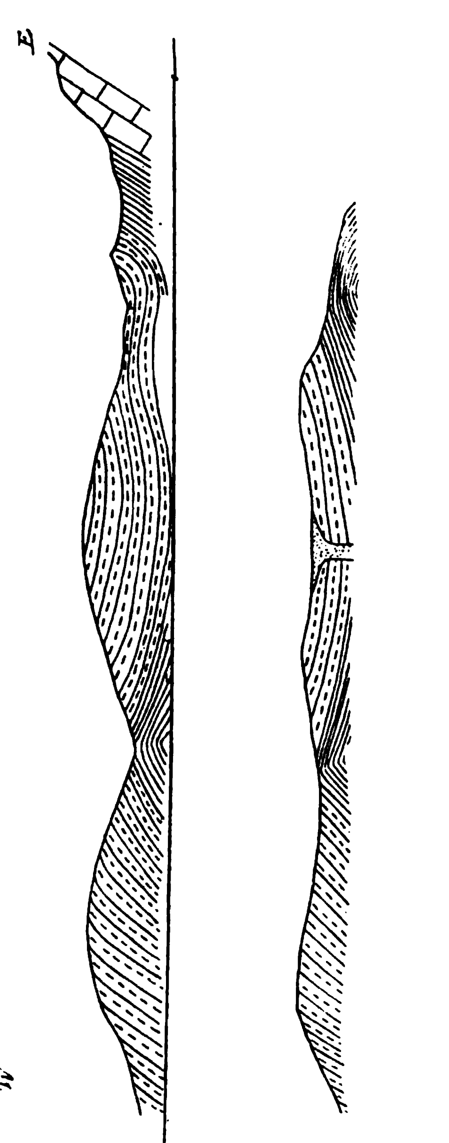


Fig. 2.—Coupe au travers de la vallée de La Labor.
1: 50.000.

caires qui presentent près de La Labor une direction N. 30° W. et un plongement de 60° S.W. deviennent moins inclinés vers l'Est. Les deux coupes suivantes montrent les conditions, à gauche (voir fig. 3) et à droite (fig. 4) du chemin de fer. Nous voyons d'abord un anticlinal, formé par des calcaires; puis près du Llano Naranjos, nous observons comment, sous ces roches, apparaissent, dans la crête de l'anticlinal, des schistes que nous allons retrouver de suite, à Las Canoas.

Pres du km. 431, nous remarquons un synclinal peu profond, dans l'axe duquel affleure, à la surface, une petite nappe de basalte (à droite du chemin de fer); près



Calcaires à Rudistes (Cenomanien-Turonien)

Couches à Gryphaea vesicularis.
Calcaires à Rudistes. } Sénonien inférieur

Basalte.

Figs. 3 et 4.—Coupes au travers de la région entre la station de La Labor et la vallée de Canoas.
1: 50.000.

de la voie (km. 431) le basalte forme des colonnes. Puis, la même roche continue à former le fond du vallon, tandisque, des deux côtés, s'étendent les calcaires, légèrement inclinés vers le S.W. Près du km. 432, le calcaire s'incline, de nouveau, vers le N.E. et nous arrivons à l'entrée de la vallée de Las Canoas, où la nappe de basalte s'étend beaucoup sur les deux côtés. Le chemin de fer descend, par des courbes à faible rayon, au fond de la vallée. Ici, nous laissons, quelques instants, le train, pour reconnaître la dernière partie de notre coupe (figure 4). Entre les kms. 434 et 435, nous entrons dans des calcaires marneux, qui contiennent:

Gryphaea vesicularis, Lam.
Exogyra costata, Say.
Actaeonella acutissima, Böse.
— brevis, Böse,
et des coraux indéterminables.

Ces calcaires ont un plongement vers le N.E. En remontant un ruisseau, nous voyons sous elles des argiles marneuses, renfermant des:

Exogyra costata, Say.
Ostrea Aguilerae, Böse.
Ostrea sp.

Plus haut encore, sur ce même ruisseau se présentent dans les marnes, des intercalations de grès calcaires et de calcaires, dans lesquels abonde l'Exogyra costata, Say.

En montant à droite, nous voyons que les marnes et schistes sont recouvertes par les calcaires que nous avons traversés avec le Chemin de fer, entre La Labor et Las Canoas.

Au retour de cette petite excursion, et un peu avant

d'arriver à la station de Canoas (km. 437) nous rencontrons un petit affleurement, qui renferme dans des bancs durs, des restes d'Ostrea, etc., et au dessous, des argiles marneuses, passant du jaune au gris, dans lesquelles on observe des:

Inoceramus cfr. Simpsoni, Meek.
Exogyra costata, Say.

Près de Canoas, on ne peut pas voir la connexion entre les couches d'Exogyra costata et les calcaires, qui suivent vers l'Est; mais en allant un peu plus vers le Nord, nous trouvons la coupe représentée par la fig. 3. Nous ne pouvons l'examiner, dans notre excursion, vu sa distance; mais je tiens à la mentionner, ici, comme preuve que, plus bas, vient, en concordance, une masse de calcaires fortement plissés. Dans ces calcaires le Río Tamazopo a coupé une gorge profonde, dans laquelle se découvre leur tectonique. Nous noterons que cette gorge est plus moderne que l'éruption du basalte de Canoas, puisque ce dernier n'a pénétré que dans la partie supérieure du "cañón."

Dans le "Boletín del Instituto Geológico de México, N.º 24," j'ai démontré que toutes les couches puissantes entre Canoas et Cárdenas, appartiennent au Sénonien inférieur, c'est à dire qu'elles représentent, très probablement, la zone à Actinocamax quadratus d'Europe. Il est facheux que les calcaires de la gorge de Tamazopo ne contiennent pas de fossiles déterminables, parceque notre série de couches se trouve ainsi interrompue. Mais, comme, d'une part, ces calcaires se rencontrent, de nouveau, plus bas, et renferment, alors, des Caprinula, qui les rattachent, probablement, à l'horizon de la Encantada (Placer de Guadalupe, Chih.), et, d'autre part, celui-

ci représente déjà la Vraconnien, nous devons supposer que les calcaires de la gorge de Tamazopo représentent tout le Turonien et le Cénomanien, et, peut être, aussi, l'Emschérien. Nous ne pouvons, pourtant, pas en donner une preuve positive, et il faudra des études postérieures pour élucider la question.

Comme nous l'avons déjà dit, les calcaires de la gorge de Tamazopo sont fortement plissés. La coupe de la figure 5 nous en indique les conditions tectoniques: nous voyons à l'entrée un anticlinal avec des replis secondaires, qui occupe toute la montagne jusqu'à la première *barranca* qui vient du Nord. Cette *barranca* se trouve dans un synclinal (km. 440) que suit un anticlinal normal, puis un synclinal un peu couché. Près de la station d'Espinazo, nous voyons un anticlinal oblique, bien visible de l'autre côté de la gorge. Les rochers, à formes fantastiques, que l'on aperçoit, dans la gorge même, appartiennent au flanc ouest de cet anticlinal. Vient, ensuite, un synclinal normal, puis un anticlinal, dont le versant occidental a un plongement de 60°W. et dont le versant orientale est perpendiculaire, ou légèrement incliné vers l'Ouest. Ce dernier forme une paroi verticale, qui, traverse la gorge, et qui est surmontée, de notre côté d'une crête dentelée, qui dans le pays, a reçu, le nom d'Espinazo del Diablo (Epine dorsale du Diable). La face verticale de l'anticlinal sert de flanc oriental à un synclinal, dont l'autre flanc a un plongement de 20°W., mais a, plus loin, une position plus inclinée, (45°W.). Près de Verástegui, la voie sort de la gorge, et la vue s'étend, grandiose, sur la vallée de Tamazopo et les chaînes de montagnes, qui s'élèvent à l'Est. Entre Verástegui (km. 448) et Tamazopo (km. 463), la différence de hauteur est de plus de 400 m.; nous voyons cette

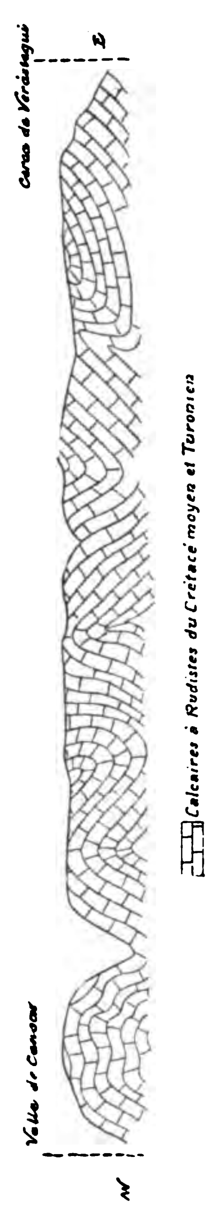


Fig. 5.—Coupe suivant le Cañon de Tamazopo.
1: 75.000.

dernière localité presque à nos pieds, et le chemin de fer réunit ces deux niveaux par deux courbes immenses. Jusqu'à présent nous n'avons vu que les paysages caractéristiques des "terres froides," avec leur maigre végétation; mais près de Verástegui commence la vigoureuse et dense végétation subtropicale. Nous cotoyons le flanc de la montagne, composé de calcaires à Rudistes, et, dans le fond de la vallée de Tamazopo, seulement, dans les environs de la station d'El Cafetal (km. 458) nous notons des laves basaltiques. A Tamazopo nous entrons dans la vallée du Río Tamazopo. Nous la longeons, pendant quelque temps, au milieu des calcaires à Rudistes, mal découverts, jusqu'à Rascón (km. 480). Près de San Dieguito (km. 487) le chemin de fer se dirige vers le Nord, pous éviter la haute Sierra del Abra de los Caballeros; et elle suit, presque exactement, une fracture qui sépare les calcaires de Tamazopo des schistes du Crétacé supérieur, que l'on observe entre San Dieguito et Micos. Sous ces schistes, on trouve, dans la Sierra del Abra de los Caballeros des calcaires à Rudistes, dont Boehm[1] a décrit Sphaerucaprina occidentalis, Conr. et Sauvagesia sp., d'où l'on peut conclure que ces roches représentent la division de Fredericksburg, du Texas. Après avoir passé Crucitas (km. 495) la voie se dirige, de nouveau, vers l'Est, pour pénétrer près de Micos (km. 505) dans les calcaires mentionnés ci-dessus. Dans le *Cañón* de Micos, ces roches contiennent de nombreuses coupes de Rudistes et d'une Gryphèa, qui est, probablement, la Gryphaea Pitcheri, ou une de ses variétés. Le petit, mais pittoresque *Cañón* de Micos, dans le fond duquel court

1 G. Boehm, Beitr. z. Kenntn. mexicanischer Caprinidenkalke [Felix u. Lenk Beitr. z. Geol. u. Pal. d. Rep. Mexiko II], pág. 145 y 146.

le Río Tampaon, met à nu une autre coupe, peu considérable, mais qui démontre que, ici non plus, la tectonique n'est nullement simple. La coupe de la fig. 6 nous donne une idée de ses conditions: Le *cañón* va, d'abord, presque parallèlement à la direction des couches (N.30° W.), pour les couper, ensuite, dans le reste de son cours. Juste au dessus de Micos s'élève un anticlinal, dont le flanc oriental forme la plus grande partie du *cañón;* et, près de la sortie de celui-ci, se dressent, subitement, les

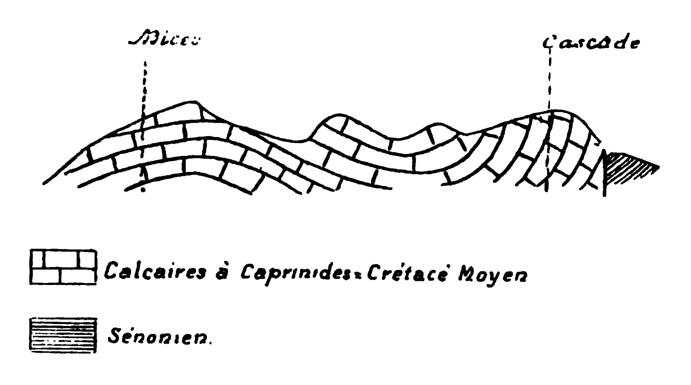


Fig. 6.—Coupe suivant le Cañon de Micos.
1: 50,000.

bancs de calcaires, dont le plongement atteint 80° W. Sur ces couches redressées, la rivière descend rapidement, formant une chute superbe. Tout près de la sortie, se voit une fracture: sur les calcaires redressés viennent s'appuyer des schistes et des marnes avec des bancs de calcaires, qui, ici, ne contiennent pas de fossiles, mais qui appartiennent déjà, sans aucun doûte, au Crétacé supérieur, tandisque les calcaires représentent le Crétacé moyen, du Mexique (ici, probablement, le Cénomanien ou le Vraconnien). Les schistes ont une direction toute différente (direct N. 25° E. plongem. 20°-25° W.N.W.)

De la bouche du *Cañón* de Micos, le chemin de fer prend une direction méridionale et reste sur le versant de la Sierra del Abra de los Caballeros. A droite, la ligne de la fracture continue. A partir de S. Mateo (km. 515), la voie va, de nouveau, vers l'Est, pour descendre vers le large plateau de Valles. Ce plateau, couvert de collines, représente une écaille qui s'est enfoncée; elle se compose de schistes du Crétacé supérieur, formation que nous voyons, de temps à autre, à découvert, le long de notre parcours. Au dela de Valles (km. 529) la tectonique devient plus simple: les couches du Crétacé supérieur sont légèrement inclinées vers l'Est, et entre Valles et la station de l'Abra (km. 542) les schistes reposent, presque horizontalement, sur des calcaires à Rudistes. Un peu avant d'arriver à l'Abra, nous entrons dans une petite vallée d'érosion, dont nous ressortons, avant d'arriver à Taninul (km. 547) pour cotoyer le versant du plateau, qui forme, ici, des parois abruptes, presque verticales, du côté de la plaine de la côte. Entre Taninul et Las Palmas, au retour de Tampico, le train s'arrètera, pour permettre aux personnes qui prennent part à l'excursion de visiter la grotte de Choy. Elle n'est pas très grande; dans le fond, jaillit une source relativement considérable, qui lui donne des charmes particuliers. Les stalactites et les stalagmites sont peu développés, et forment seulement de légers rideaux et de petites colonnes dans le fond. La grotte est creusée dans le calcaires du Crétacé Moyen, qui contient des Caprinula, en abondance, de rares Chrondrodonta aff. Munsoni et quelques autres fossiles. La voie cotoie la colline, descendant rapidement jusqu'à Las Palmas, où elle pénètre dans la plaine de la côte de l'Atlantique. Dans cette plaine on observe à la surface des schistes argileux, variant du jaune au

gris, dans lequel je n'ai pu trouver de fossiles; les affleurements y sont très-petits et les schistes sont, généralement, dans un état de décomposition avancé. Je n'ai pas, non plus, pu observer la connexion entre les schistes argileux et le Crétacé. Ces schistes appartiennent, peut-être, au Tertiaire; ils ressemblent beaucoup à ceux du Pliocène de Tuxpam et de Papantla; mais on ne peut donner de preuve de cette opinion.

Le chemin de fer passe sur la plaine composée de ces schistes. Près de El Ebano, s'élèvent quelques collines, qui affectent, généralement la forme de petites cones; ceux-ci se composent en partie de laves basaltiques et en partie de tufs, également basaltiques. Là où il existe des affleurements, au pied de ces hauteurs, nous voyons les roches éruptives en contact avec les schistes argileux. La forme conique des collines est, probablement, dûe à l'érosion. On ne peut dire, avec certitude, si ces roches éruptives sont des filons ou des tubes d'explosion, parceque les affleurements ne se prêtent pas bien à l'examen. Ceux des membres de l'excursion qui visiteront les gisements à pétrole d'El Ebano verront deux de ces collines, l'une dans le village même, et l'autre dans le Cerro de la Pez, à quelques kilometres de la première.

Nous continuons notre route sur les schistes argileux; mais ceux-ci sont fréquemment recouverts par des alluvions et, finalement disparaissent entre Ochoa et Tamos. Nous atteignons, alors, la partie basse de la côte, sillonnée de rivières et de bras de lagunes. Près de Tamos, nous nous rapprochons déjà du Pánuco, sur les bords duquel est situé Tampico. Le fleuve forme le port, dans lequel viennent ancrer les navires. La barre qui en fermait, anciennement, l'entrée, a été ouverte par des dragages; des levées ont été construites, à l'embouchure,

pour empécher le sable de la boucher, de nouveau. En face de Tampico, le sol est déjà composé de sable, qui provient de dunes nivelées; les dunes actuelles s'élèvent près de la plage. Nous les verrons à la station de la Barra.

XXXI



EXCURSIONS

À

L'ISTHME DE TEHUANTEPEC

PAR

E. BÖSE.

EXCURSION A L'ISTHME DE TEHUANTEPEC.

PAR M. E. BÖSE.

DE MEXICO À L'ISTHME.

Nous partons par le chemin de fer "Mexicano;" à Córdoba, nous prenons la ligne du "Veracruz al Pacífico," qui nous mènera jusqu'à la Station de Santa Lucrecia; et, de là, nous voyagerons sur le chemin de fer d'"el Istmo."

La constitution géologique de la région traversée par la première de ces lignes a été décrite dans un numéro de ce Guide.

Sur le chemin de fer de "Veracruz al Pacífico," on voit peu de choses intéressantes au point de vue géologique, parce que la voie suit, d'abord, le pied de la Sierra Madre orientale et court ensuite, à travers les grandes plaines de la côte, qui ne présentent qu'en quelques points de petites élévations.

A Córdoba (altitude 823m.), nous entrons dans une plaine dont le sol est composé d'un conglomérat moderne de roches éruptives, recouvert d'une couche de terre de décomposition. C'est une zone agricole riche, et, du train, nous voyons des plantations de café, de canne à sucre et d'ananas. Les montagnes sont assez éloignées; mais, près

d'Amatlán, à 5 kil. de Córdoba,[1] et à une altitude de 751m., nous pénétrons dans la vallée du Río Blanco, à l'Est de laquelle se dressent les hauteurs d'Amatlán,—éperon de la Sierra Madre,—tandis que, à l'Ouest, s'élève la chaîne principale. Nous ne voyons que des calcaires en gros bancs, qui contiennent souvent des restes de Rudistes et appartiennent à la division d'Escamela (Crétacé moyen). Dans la Sierra, il y a des fractures considérables, et la vallée du Río Blanco suit, probablement, une ligne de dislocation. Les hauteurs dont nous venons de parler vont finir près de Suchil (kil. 24, alt. 451m.). Mais, plus loin encore, nous trouvons toujours, à droite et à gauche, des collines et des montagnes, composées des mêmes calcaires jusqu'à Motzorongo (kil. 42, alt. 261 mètres). Nous entrons, alors, dans de terrains d'alluvion; puis, près de Tezonapa (kil. 48, alt. 221 m.), et d'Acatlán (kil. 61, alt 132m.), nous retrouvons les calcaires crétacés et, plus loin, les marnes et les argiles tertiaires et quaternaires.

A Suchil, nous traversons le Río Blanco, qui s'unît au Río Limón, près de son embouchure dans la Lagune d'Alvarado. Tous les cours d'eau que nous traversons, ensuite sont tributaires du Río Papaloápam; et il est à remarquer que tous ces affluents se dirigent du N.W. au S.E., tandis que la rivière, elle-même, a, généralement, une direction S.S.W.-N.N.E.

Nous traversons le Papaloápam à la Station d'El Hule (kil. 145, alt 15), où nous descendons du train, pour reconnaître le Tertiaire de la région.

En sortant de la Station, nous entrons dans une plaine; puis, après avoir dépassé l'Hacienda d'El Hule, nous

---

1 Nous compterons les kilom. à partir de Córdoba.

pénétrons dans un terrain accidenté, formé d'un conglomérat principalement composé de roches cristallines, qui proviennent du Valle Nacional. Nous nous dirigeons, enfin vers le Paso Real, sur le Papaloápam. Pendant la descente nous observons que les conglomérats recouvrent des sables gris, légèrement cimentés, qui forment aussi la rive droite de la rivière. On a trouvé, ici, des fossiles, nombreux et bien conservés, du Pliocène, appartenant aux espèces suivantes:

Pecten (Chlamys) santarosanus, Böse.
„ (Euvola) Bowdenensis, Dall.
Venus Ebergenyii, Böse.
Laevicardium sublineatum, Conr.
Calliostoma cfr. limulum, Dall.
Solarium Villarelloi, Böse.
Turritella Aguilerae, Böse.
Turritella Tuxtepecensis, Böse.
Auguinella virginica, Conr.
Xenophora cfr. conchyliophora, Born.
Natica canrena, Linné.
„ (Polynices) perspectiva, Rogers.
Strombus pugilis, Linné.
Sconsia sublaevigata, Guppy.
Pyrula papyratia, Say.
Phos mexicanus, Böse.
Cominella plicatilis, Böse.
Melongena (Solenostira) Mengeana, Dall.
Marginella Willcoxiana, Dall.
„ cineracea, Dall.
„ Dalli, Böse.
„ cordiformis, Böse.
„ latior, Böse.

Oliva litterata, Lam.
Pleurotoma (Drillia) alesidota, Dall var. magna. Böse.
„ „ inaudita, Böse.
Conus Agassizi, Dall var. multiliratus, Böse.
„ cfr. verrucosus,
„ Scaliae, Böse.
„ Burckhardti, Böse.

Cette intéressante localité a été découverte par un Ingénieur des mines, M. Emilio Ebergényi, pendant qu'il traçait une ligne de chemin de fer entre el Hule et Tuxtepec. La découverte de la localité de Sta. Rosa lui est aussi dûe, et c'est lui qui a bien voulu me faire connaître les deux.

La faune de Tuxtepec appartient sûrement au Pliocène et, probablement, à la partie inférieure de cette formation, puisqu'on y trouve quelques formes nettement miocéniques, le Laevicardium sublineatum, par exemple, et qu'une partie seulement de ces espèces existent aujourd'hui encore dans le Golfe du Mexique. Nous ajouterons, toutefois, que la faune du Golfe n'est pas encore bien connue, et que l'on trouvera, probablement, dans ses eaux, quelques unes des espèces propres à la Faune qui nous intéresse.

Nous retournons à El Hule par le même chemin, et le chemin de fer nous emporte vers l'Est, à travers les plaines de la côte. Près de Pérez (kil. 200, alt. 15), nous traversons le Río Texechoacan, tributaire du Papaloápam; plus loin, le ruisseau de la Timba, affluent du S. Juan, qui, lui même, se jette dans le Papaloápam vis à vis de Tlacotalpa; puis, à peu de distance de Juanita (kil. 271, alt. 64), nous nous trouvons dans une région un peu plus ac-

cidentée. Les hauteurs démontrent l'existence des couches tertiaires modernes, qui, ici, n'ont encore été tranchées par le chemin de fer mais, après avoir traversé le Río Colorado et le Río Trinidad, qui forment, par leur réunion, le Río S. Juan nous pénétrons, près d'Achotal (kil. 286, alt. 34), dans une contrée tout à fait accidentée, qui appartient déjà aux derniers contreforts des hauteurs de l'Isthme. Les couches y sont généralement, dans une position horizontale, mais, à mesure que nous approchons de Sta. Lucrecia, cela change: elles forment de vastes plis, dont les flancs ont une légère inclinaison (10°—20° avec une direction générale E.W. jusqu'à N. 70°—80° W.). La partie supérieure est formée de conglomérats sans fossiles; audessous, se trouvent des grès, tendres au point de n'être guère que du sable, un peu cimenté. Dans ces grès s'intercalent, vers le bas, des lits d'une marne d'un bleu gris, ardoisés. Et, là, les sables contiennent, près de la Station de Sta. Rosa (kil. 300, alt. 40 m.), de nombreux fassiles, presque tous de la même espèce. J'y ai trouvé des:

Pecten (Chlamys) santarosanus, Böse.
Amussium Mortoni, Rav.
Anomia simplex, d'Orb.
Laevicardium sublineatum, Conr.
Pyrula papyratia, Say.

et, aussi, quelques bivalves, qui n'ont pas pu être déterminés, parcequ'ils se sont brisés, en route.

Au dessous de ces sables fossilifères, nous trouvons des marnes d'un bleu gris, avec de fossiles peu abondants. J'y ai trouvé des:

Mitra cfr. silicata, Dall.
Oliva subplicata, Böse.
Fusus sp.

La localité ne se prête guère aux trouvailles de fossiles, parceque les tranchées du chemin de fer y sont petites et déjà recouvertes de végétation. Les couches ont, ici, une direction E.-W. et un plongement de 5° N.

A partir de Sta. Rosa, nous sommes toujours au milieu des mêmes hauteurs, composées des mêmes sables et des mêmes marnes, jusqu'à Sta. Lucrecia, station du chemin de fer de Tehuantepec.

L'ISTHME DE TEHUANTEPEC.

Avant de commencer la description de l'excursion dans l'Isthme, nous ferons connaître sommairement, et dans ses grandes lignes, la géologie des terrains qui s'étendent à l'Est et à l'Ouest de cette région. Il existe, dans l'Isthme, deux systèmes montagneux, d'âges absolument différents. La stratigraphie et la tectonique diffèrent aussi sensiblement; et le résultat donne la composition remarquable de l'Isthme de Tehuantepec.

A l'Ouest de l'Isthme, s'étend la chaîne du Mexique et, à gauche, la chaîne de l'Amérique Centrale. La première est formée de la manière suivante:

A la base, se trouve la série archaïque (gneiss, micaschiste, etc., avec diorites et granits anciens), surtout à l'Ouest, au Sud et au centre du pays. Sur ces roches, nous rencontrons, en général, le Crétacé; mais il existe des îlots de Rhétique, de Liasique et le Jurassique supérieur. Rarement on trouve toute cette série complête; mais le paléozoïque y fait toujours défaut, à l'exception de quelques restes, sans importance, dans le N.W. du Mexique (Etat

de Sonora). Le Crétacé, se compose du Crétacé inférieur et du Crétacé moyen (Neocomien, Aptien, Gault et Cénomanien peut-être aussi le Turonien), et recouvre, peut-être, la majeure partie du pays. Dans le Nord, vient s'y joindre le Crétacé supérieur (Sénonien inférieur et supérieur), avec la division de Laramie, tandisque celui-ci fait défaut, dans le Sud,—ce qui montre que la partie méridionale a été soulevée pendant la période sénonienne, tandisque, dans le Nord, le mouvement s'est effectué plus tard. C'est à ce soulèvement qui est dûe l'absence du Tertiaire marin sur les hauts plateaux. Là, nous trouvons des dépôts de grands lacs, qui appartiennent, en partie, à l'Eocène, au Miocène, au Pliocène et au Quaternaire. Leur âge a pû se déterminer, dans bien des cas, par la découverte de fossiles, végétaux et vertébrés; dans d'autres on a dû l'estimer par la présence, ou l'absence de roches éruptives modernes dans les conglomérats.

Le Tertiaire marin se rencontre seulement sur les côtes de l'Atlantique et dans la partie Nord de la côte du Pacifique, toujours à une faible hauteur audessus du niveau de la mer; mais il faut noter que le Miocène supérieur y atteint une hauteur plus grande que dans l'Isthme de Tehuantepec. Les couches plus anciennes du Tertiaire, et, en particulier, l'Eocène, se trouvent surtout au Nord de la côte du Golfe du Mexique; au Sud, on voit, principalement, le Pliocène inférieur (Barranca de Santa María; voyer le Livret-Guide, et Tuxtepec). Toute cette distribution du Tertiaire est bien d'accord avec ce que nous avons dit, plus haut, de l'âge de la Chaîne mexicaine: le soulèvement commença, dans le Sénonien, marcha de l'Ouest à l'Est, et cessa avant la période Miocène, puisque les couches terrestres, aussi bien que les couches marines de cet âge, ne sont pas plissées.

Depuis cette époque, il n'y a plus eu qu'un seul soulèvement général de la côte du Golfe.

Quant à la tectonique, la chaîne mexicaine est de celles qui ont été produites par plissement; une coupe géologique, de Veracruz à Acapulco, au 1 : 50000, que l'on peut voir, à l'Institut Géologique de Mexico, a démontré que la Sierra se compose, là, d'un anticlinal central, avec des synclinaux latéraux, sans parler de plissements de moindre importance.

Dans le Tertiaire moderne (Miocène, Pliocène, Quaternaire et formations actuelles), c'est à dire depuis la période de plissement, de puissantes masses de Rhyolites, d'Andésites, et de Basaltes se répandirent sur tout le Mexique, moins Chiapas et Tabasco, de l'Isthme de Tehuantepec à la frontière des Etats Unis. La zone d'activité éruptive traverse le pays dans la direction S.E.-N.W., c'est à dire exactement dans la même direction que les couches elles-mêmes. C'est avec une direction analogue que se présente une zone de volcans; mais il ne faut pas oublier que de vastes régions de la côte occidentale sont encore presque inconnues; leur exploration ferait, sûrement, connaître un grand nombre de cheminées éruptives.

Ce que nous venons de dire, dans ce court exposé, se trouve, avec plus de développement, dans le Bulletin de l'Institut Géologique de Mexico, N.os 4-6, pp. 189-250.

Nous devons nous occuper, d'une manière un peu plus détaillée, de la Chaîne de l'Amérique Centrale, et, en particulier des conditions géologiques de l'Etat de Chiapas.

Le Sud Ouest de cet Etat se compose, de bas en haut de:

1. Gneiss.
2. Schistes argileux et phyllites.

3. Division de Todos Santos (poudingues, grès et conglomérats), (probablement triasique-jurassique).
4. Crétacé inférieur (schistes, grès et calcaires).
5. Crétacé moyen (calcaires à Rudistes).

Au Sud Est de l'Etat, nous trouvons:

1. Gneiss et micaschiste.
2. Division de Sta. Rosa (probablement Dévonien-Carbonifère inférieur).
3. Calcaire carbonifère (à Productus semireticulatus, Mart).
4. Division de Todos Santos.
5. Crétacé inférieur (peu découvert).
6. Crétacé moyen (calcaires à Rudistes).

Ces séries demandent quelques mots d'explication. Sur la côte du Pacifique de cette région, se trouve un massiv immense, composé de gneiss et de granit, avec un peu de phyllites et de micaschistes. On peut suivre le gneiss depuis l'Isthme de Tehuantepec jusqu'à la Sierra Madre de Chiapas. D'après Sapper, au Sud Est de cette zone, prédomine le granit; la partie centrale est encore presque inconnue. Sur les gneiss de l'Ouest se trouvent les poudingues, les grès et les conglomérats de la division de Todos Santos, qui ont un léger plongement vers le N.N.E., ils ne contiennent pas de fossiles, mais semblent, par leur position et leur similitude pétrographique, appartenir au Triasique-Jurassique, que nous connaissons, dans d'autres parties du Mexique (Puebla, Oaxaca), et de l'Amérique Centrale (Honduras).

En position presque normale, se trouvent, sur ces couches, des schistes, des grès et des calcaires feuilletés, avec quelques gros bancs de calcaires, des schistes, des grès en

bancs épais et des calcaires argileux. Ces couches sont presque horizontales et correpondent au Crétacé inférieur (Néocomien-Aptien). Nous les retrouvons près de Tuxtla Gutiérrez, où elles contiennent des coraux et des gastéropodes,—les premiers semblables à ceux du Crétacé inférieur de S. Juan Raya (Puebla).

Au Sud Est de l'Etat, on rencontre, sur le granit et les micaschistes, des bancs de conglomérats (Division de Sta. Rosa), sur lesquels reposent, en stratification concordante, les calcaires du Carbonifère supérieur. Cette série est assez plissée,—bien plus, sans aucun doûte, que les couches de la division de Todos Santos, qui la recouvrent.—Ici aussi, les couches du Crétacé inférieur et du Crétacé moyen s'étendent vers le Nord, en présentant des dislocations généralement insignifiantes.

La tectonique de toute cette région méridionale est assez simple; mais, au Nord, il n'en est pas ainsi.

En certains points,—près de Copainalá (Département de Mezcalapa), et de Soteapa (Département de Tuxtla), par exemple,—on trouve des calcaires à Nummulites et à Orbitoïdes, sur les calcaires crétacés. Les Orbitoïdes appartiennent au genre Orthophragmina, caractéristique de l'Eocène. Dans beaucoup d'autres localités de Chiapas, nous trouvons aussi l'Eocène, mais sous forme de schistes, de grès et de marnes, avec des bancs de calcaire; plusieurs centaines de mètres sont, parfois, pleins de Nummulites et d'Orbitoïdes. Cet Eocène, qui se présente en plusieurs bandes plus ou moins larges, repose, au Nord de l'Etat, sur des dolomies et des calcaires, qui appartiennent, probablement, au Crétacé. Ces calcaires ne s'observent qu'en certains points et, généralement, on ne trouve pas la base de l'Eocène.

L'Eocène du Centre de l'Etat est divisé en deux bran-

ches principales: l'une, septentrionale (Tumbalá), et l'autre, méridionale (El Porvenir, près de Chilón); la bande du Nord forme, tout à la fois, un anticlinal large et étendu, et aussi le flanc septentrional d'un vaste synclinal, dont le versant méridional est constitué, en partie, par la bande Sud de l'Eocène. Le synclinal semble se terminer, vers l'Ouest, près de Simojovel; au delà, je n'ai plus trouvé qu'une seule bande.

Sur l'Eocène, s'étend une série de marnes, argiles et calcaires en assez gros bancs, qui appartiennent au Miocène. Ils contiennent, presque partout, des fossiles,—principalement des coraux, des oursins, des bivalves et des gastéropodes,—et, par places, aussi, des plantes, et une résine, qui n'est pas de l'ambre.

Sur le Miocène, on rencontre, en beaucoup d'endroits, des grès, des argiles sableuses, avec beaucoup de mica, des poudingues et des conglomérats avec de nombreux cailloux de quartz. Dans ces couches, on trouve, généralement, en abondance, des Ostrea; nous n'avons vu qu'en une seule place des coraux. Cette division appartient, probablement, au Pliocène inférieur, ou au Miocène supérieur.

L'Eocène et le Miocène se rencontrent à des altitudes assez grandes (jusqu'à 1,800m.); mais le Pliocène atteint et dépasse 2,400m. Il repose, alors, sur le Crétacé moyen (Tenejapa, San Andrés, Distrito de Chamela).

Les couches les plus modernes du Quaternaire et des formations actuelles sont des dépôts lacustres; elles contiennent des Unio (près de Chiapa), et des gastéropodes terrestres.

Les roches éruptives modernes n'abondent pas; dans l'intérieur du pays, elles sont seulement sporadiques. Ce sont, en partie, des diorites quartzifères micacées, d'âge

postéocène, et des andésites miocéniques-pliocéniques. La diorite se rencontre dans la région minière de Sta. Fe, et l'andésite dans la vallée du Río Chiapas, près de San Cristóbal, et dans le Cerro de San Bartolomé Solistahuacán. Dans le Sud Est de l'Etat, prend naissance une masse énorme d'andésites, qui va s'élargissant de plus en plus, dans le Guatemala et les autres pays de l'Amérique Centrale.

Après cette courte description de la stratigraphie de l'Etat de Chiapas, je ferai un résumé, également court, de ses conditions tectoniques. Elles sont assez simples, en général : Le Sud de l'Etat est formé par une grande masse de gneiss, de micaschistes, et de phyllites, avec de puissantes masses de granit, etc. C'est une montagne ancienne, qui ferma, pour ainsi dire, à la mer crétacée atlantique le chemin du Pacifique. Cette chaîne va en s'abaissant du S.E. au N.W., c'est à dire vers l'Isthme, où elle se fond, comme nous le verrons, en une série de hauteurs et de collines. Dans la Sierra Madre, on n'a pas encore observé de restes de dépôts crétacés ou tertiaires[1] ; mais, au N.W.; et presque dans la région de l'Isthme, nous trouvons, sur les schistes cristallins une série de grès, d'argiles et de calcaires, qui appartiennent, très-probablement, au Crétacé. Nous nous occuperons, plus loin, de ces dépôts. Les roches cristallines de la Sierra Madre, aussi bien que celles de la División de Sta. Rosa et du Calcaire Carbonifère, sont assez plissées, de sorte qu'il y a eu de forts mouvements orogéniques depuis l'époque carbonifère, et ceux-ci doivent avoir pris fin avant le dépôt de la División de Todos Santos, parceque ses cou-

---

1 Je sais qu'il y a de l'asphalte et du pétrole dans le Sud de la Sierra Madre. Cela pourrait indiquer l'existence du Tertiaire ou du Crétacé ; mais il est possible, aussi, que le Tertiaire soit audessous du niveau de la mer et que le pétrole monte par des fissures.

ches ont, partout où je les ai rencontrées un légèr plongement vers le N. ou le N.E. La première phase orogénétique se termina donc à la fin de la période carbonifère ou pendant la période permienne.

Sur les couches de Todos Santos, se sont déposées les couches du Crétacé inférieur, et, audessus, en concordance avec elles, les calcaires du Crétacé moyen. Ces couches présentent, dans la dépression centrale de Chiapas, de nombreuses dislocations, de peu d'importance; mais, là où finit cette dépression, du côté du Nord, et où commencent les versants abrupts du plateau Central, nous trouvons une dislocation immense, ou, plutôt, une série de dislocations. Le plateau central forme un anticlinal, dont le flanc méridional s'est brisé, en forme d'escalier; la crête de l'anticlinal, composée de bancs horizontaux de calcaires à Rudistes, et des restes d'une couche de Pliocène, constitue le plateau lui-même. Le flanc septentrional de l'anticlinal s'est effondré, et, au Nord du plateau, nous trouvons le Tertiaire recouvrant ce flanc disparu, et formant plusieurs synclinaux et anticlinaux. Le bord de la Sierra forme un anticilnal étendu, composé de Crétacé et d'Eocène, dont le versant Nord s'est affaissé et a donné naissance aux hauteurs qui avoisinent la frontière de Chiapas et de Tabasco.

Après ce court tableau de la stratigraphie et de la tectonique de Chiapas, nous devons aussi indiquer les mouvements orogéniques du terrain.

Le partie la plus ancienne de la chaîne est le Sud, ce que l'on appelle la Sierra Madre, qui s'est, probablement, soulevée, dès l'époque Paléozoïque, comme une île allongée, au milieu de l'Océan; et il est probable que, à cette époque, elle était unie à la péninsule qui s'étendait de la Californie à l'Isthme de Tehuantepec. Le dépôt du calcai-

re carbonifère fut suivi d'un autre soulèvement, qui fit émerger, en partie, les couches du Paléozoïque. Celui-ci n'avait été déposé qu'au S.E. du pays, tandisque, au S.W., existait l'île, ou presque île, paléozoïque. Le mouvement donna lieu au plissement des couches du Carbonifère etc. Survint, ensuite, un affaissement, qui fut cause que les couches de la División de Todos Santos vinrent se déposer, en partie, sur le gneiss, et, en partie, sur le Carbonifère. Sur ces couches s'étendirent, ensuite, celles du Crétacé inférieur et du Crétacé moyen; mais, nulle part, la mer de cette période ne put passer pardessus la Sierra Madre.

A la fin de la période crétacé, à l'époque du Cénomanien supérieur ou Turonien, commença, un léger soulèvement, dans le Sud, d'abord, parceque, là, la masse des calcaires crétacés a une éppaisseur notablement moindre que dans le Nord. Le soulèvement avança vers le N.E., élevant toute la partie septentrionale audessus du niveau de la mer. Je dois dire que la partie la plus au Nord était, peut-être encore recouverte par la mer, au temps Sénonien, parceque nous ignorons si les calcaires et les dolomites, qui se trouvent sous l'Eocène, ne sont pas de l'âge Sénonien. Quant au plateau Central, il émergea de l'eau sans aucun doûte, avant le Sénonien.

Ce soulèvement doit avoir eu peu d'importance. En même temps, se produisit une fracturation de la masse crétacée; le bord septentrional s'effondra, et, sur la ligne Chiapa-Pichucalco, la partie occidentale s'enfonça, de sorte que, au commencement de l'époque tertiaire, la mer battait une côte rocheuse et abrupte. Pendant l'Eocène et le Miocène, les conditions restèrent assez uniformes, comme nous le montre cette circonstance que le Miocène a presque exactement la même distribution que l'Eocène.

A la fin de la période Miocène il se produisit un nouvel affaissement, et presque tout le Nord, ainsi que le plateau central et une partie de la dépression centrale se couvrirent de dépôts marins du Pliocène. Il est inutile d'expliquer ici les mouvements compliqués qui se produisirent dans les régions susmentionnées; nous nous bornerons à dire que l'affaissement comprit aussi les parties du Nord et du centre qui, jusqu'alors, étaient restées audessus du niveau de la mer.

A la fin de la période tertiaire, commença un formidable mouvement de soulèvement et de plissement. Celui-ci produisit de vastes synclinaux et anticlinaux, dans les couches plissées du Tertiaire, et souleva tout le terrain, en formant un géanticlinal, de sorte que ce qui est, aujourd'hui, le plateau central se déplaça, de nouveau, sur les anciennes lignes de fracturation, et que ses couches pliocèniques furent portées à une hauteur de plus de 2,400m.

Nous avons vu, en résumé, que, dans l'Etat de Chiapas, il y eut un premier soulèvement, pendant la période permienne, ou la fin de la période carbonifère (sans parler du mouvement qui souleva, d'abord, la Sierra Madre) ; un second soulèvement, allant du S.W. au N.E., prit naissance, á la fin de la période crétacée, et fut suivi d'un abaissement général de la partie Nord, dirigé, du N.W. au S.E., et dont le maximum fut atteint pendant la période pliocène. Pendant le Pliocène-Quaternaire, se produisit un soulèvement général,—le plus puissant de tous,—qui porta les couches du Pliocène à une hauteur de plus de 2,400 mètres. Le mouvement orogénique principal et le plissement eurent donc lieu à une époque absolument récente: La montagne, actuelle, de Chiapas, et, nous pouvons ajouter, la chaîne qui parcourt toute

l'Amérique Centrale sont d'origine très-moderne; elles appartiennent au Pliocène-quaternaire.

Après avoir esquissé, à grands traits, la constitution géologique des régions qui s'étendent des deux côtés de l'Isthme, nous pouvons déterminer les différences qui existent entre elles. Déjà, dans les conditions stratigraphiques, nous trouvons d'importantes différences. Tandis que la montagne du S.E. renferme de puissants dépôts paléozoïques, ceux-ci manquent absolument de l'autre côté de l'Isthme. En outre, il existe, dans Chiapas, une zone qui représente, probablement, le Jurassique-Triasique, et qui s'étend à travers tout l'Etat, d'où l'on peut conclure que ce dépôt a recouvert uniformément toutes les couches plus anciennes; dans la montagne du N.W. de l'Isthme, on rencontre bien des dépôts de ce genre, mais seulement en îlots isolés. Le Crétacé recouvre, au S.E. de l'Isthme, tous les dépôts sédimentaires plus anciens, à l'exception du Paléozoïque et de l'Archaïque; au N.W., nous le trouvons souvent sur l'Archaïque, et il s'étend, avec ses dépôts les plus modernes, jusque sur l'ancien continent,—étroit, mais long,—qui s'était formé, à l'époque Paléozoïque. Ce continent disparut donc sous les eaux, en partie, à l'époque du Crétacé moyen,—ce qui n'eut pas lieu dans Chiapas. Mais c'est dans le Tertiaire que nous trouvons le plus de différences. Pendans que, au S.E. de l'Isthme, le Tertiaire se présente en facies marin, dans la montagne, depuis l'Eocène jusqu'au Pliocène (l'Eocène jusqu'à plus de 1,600m., et le Pliocène, jusqu'à 2,400m., et plus, d'altitude), les mêmes dépôts manquent entièrement dans la montagne du N.W.; ils suivent seulement le pied de la montagne jusqu'à une hauteur de 100 à 200m.; et, dans la montagne même, nous ne rencontrons de dépôts tertiaires que sous forme de restes de lacs, qui

sont, en partie, caractérisés par des plantes et des vertébrés fossiles.

Les conditions tectoniques sont aussi différentes que les conditions stratigraphiques. La montagne du N.W. a une structure presque symétrique (si nous laissons de côté les dépôts archaïques de l'Ouest), à savoir: deux synclinaux extérieur et un anticlinal central. Là, le mouvement fut assez puissant: Il produisit, en beaucoups d'endroits, un plissement, extrèmement compliqué, des couches tendres, et fractura les calcaires, qu'il morcela en blocs de différentes grandeurs. Dans la Chaîne de l'Amérique Centrale, le mouvement orogénique fut moins puissant, ou dura moins; là, nous ne rencontrons pas une disposition symétrique, mais une disposition franchement unilatérale: Le Sud-Ouest fut soulevé plus que le Nord-Est; d'une manière générale, la structure de la montagne représente un anticlinal; sa crète est au centre du pays, tandisque, vers le Nord, s'étend une série d'anticlinaux et de synclinaux, qui ne peuvent se comparer, quant à leur extension, à ceux qui se trouvent dans la montagne du Nord-Ouest.

Mais, c'est dans l'âge de ces deux chaînes que nous trouvons la plus grandes différence: tandisque celle du Nord-Ouest de l'Isthme eut son soulèvement principal pendant l'époque tertiaire la plus ancienne, et à la fin de la période crétacée, celle du Sud-Est prit naissance à la fin de la période pliocène, ou au commencement de l'époque quaternaire. La chaîne du Nord-Ouest est donc beaucoups plus ancienne, et les deux régions doivent leur origine à deux mouvements complètement différents.

La limite entre les deux systèmes montagneux se trouve dans l'Isthme de Tehuantepec, comme nous le verrons plus loin.

L'Isthme se compose de trois zones: La côte du Pacifique, avec des collines disséminées dans la plaine, la montagne et la côte de l'Atlantique. Les deux premières sont nettement séparées, à l'Est du chemin de fer, tandisque, à l'Ouest, la plaine disparaît entièrement. La limite entre la montagne et la côte de l'Atlantique n'est pas très-marquée: il existe une transition, formée par les hauteurs peu élevées.

La plaine qui longe le Pacifique n'est pas très-large: elle est parsemée de collines, qui s'élèvent à 200-300m., audessus du niveau de la mer. Ces collines sont de forme irrégulière, de sorte qu'on ne peut pas toujours trouver la direction générale de leurs crêtes.

Bordée de versants presque abrupts, la Sierra s'élève audessus de la plaine, et projette, à peine, quelques éperons vers le Sud. Dans la partie méridionale et vers l'Ouest, seulement, on voit des cimes accentuées; vers le centre, prédominent des plaines, d'une hauteurs de 200-300m.; je citerai celles de Chivela, Tarifa, Almoloya et Rincón Antonio. Nous trouvons peu de crêtes qui aient quelque extension,—comme les hauteurs qui forment la limite entre les plaines d'Almoloya et de Rincón Antonio. Vers l'Ouest, s'élève une région montagneuse, qui appartient déjà à la montagne principale d'Oaxaca.

A partir de Rincón Antonio, le terrain s'abaisse, peu à peu, jusqu'au Río de Jaltepec, en formant des mamelons et de larges vallées, dont les directions ne sont pas bien constantes.

C'est au Río de Jaltepec, ou, pour mieux dire, un peu plus au Sud, près du kil. 138 du chemin de fer, que commence la plaine de la côte. Mais, dans cette partie même, se rencontrent de légères ondulations, et quelques collines à versants assez abrupts (près de Medias Aguas).

Près de la côte, on trouve encore des restes de dunes, qui suivent, vers l'Ouest, le bord de la mer. Assez loin, au N.W. de Cotzacoalcos, s'élève la Sierra de San Martín, composée de roches volcaniques modernes.

Les conditions géologiques coïncident presque avec cette division topographique. La plaine de la côte du Pacifique se compose principalement de sables, de conglomérats et de marnes modernes, dans lesquels se rencontrent, par places, de grandes quantités d'*Ampullaria Cummingi*. Dans certains endroits,—entre le Dani-Guiati (près de S. Jerónimo) et le chemin de Tlacotepec à Chihuitán, par exemple,—cette couche de dépôts modernes n'existe pas dans une ondulation, qui s'élève de quelques mètres audessus de la plaine, et qui peut bien passer inaperçue, on voit seulement du granit, du microgranit et du porphyre quartzifère (felsofelsite). Dans d'autres endroits, plus à l'Est, près de Niltepec, on trouve du gneiss granitique et des schistes archaïques, avec de la serpentine. Entre Zanatepec et Niltepec, on voit des affleurements de granit d'amphibole et de biotite; dans les rivières de Gamol et d'Ostuta, existe une brèche de porphyre quartzifère. Plus près de la ligne du Chemin de fer, près du point où elle traverse le Río de San Jerónimo, il existe sur la rive droite, sous la couche mince de marnes et de conglomérats, une grande masse d'une brèche ignée de porphyre quartzifère; plus près des maisons de San Jerónimo, la rive se compose de granit et de microgranit; et S. Jerónimo même est bâti sur les mêmes roches. Tout ceci indique que la plaine de la côte du Pacifique se compose réellement de roches archaïques,—partie gneiss et partie roches intrusives anciennes.—C'est ce qu'indiquent aussi les montagnes isolées dans la plaine. Dans le Sud, une

vallée, formée par une petite chaîne qui s'étend vers l'Ouest, enserre la baie de Salina Cruz et la ville du même nom; cette chaîne se compose, en partie, de microgranit et, en partie, de granit de biotite. Dans la nature, on ne peut distinguer, topographiquement, ces deux variétés; il y a un changement continuel; mais on peut dire que le microgranit prédomine. Plus au Nord-Est, s'élèvent de la plaine les montagnes de S. Diego et de Dani-Guibixio, près d'Huilotepec, composées de brèche de porphyre quartzifère. Suit une plaine, qui s'étend jusqu'à Tehuantepec, et, seulement à l'Ouest, dans le lointain, nous apercevons des chaînes, composées de roches cristallines,—principalement granit et microgranit.—Près de Tehuantepec, s'élève le Dani Lieza, du côté droit de la rivière. Cette montagne se compose essentiellement de felsite, intercalée dans du gneiss pyroxénique, et de l'augengneiss. Le gneiss forme, aussi, le sol de Sta. María, faubourg de Tehuantepec, du côté droit de la rivière. Le gneiss continue aussi sur l'autre rive, et constitue les collines de Tehuantepec. A partir du Dani-Lieza, nous voyons, vers le N.W., de puissantes Sierras, composées de calcaires presque entièrement marmorisés, et dans lesquels on ne rencontre que rarement des restes de Rudistes, en mauvais état, qui nous montrent que ces calcaires sont crétacés. En se rapprochant de ces montagnes calcaires, il semble que l'étroite gorge, par laquelle le Río de Tehuantepec passe entre elles, doit son origine à l'érosion. Sapper, qui a passé par cette coupure, en allant à Oaxaca, l'a crû. Mais, en réalité, il n'en est pas ainsi: sur la rive gauche, le long du chemin, et au pied de la montagne, il existe une bande, étroite mais assez longue, de gneiss, tandis que, sur la rive opposée, le pied du Cerro Quie-Ngola se compose uniquement de cal-

caires, dont la direction est N. 40° W. et le plongement 20° N.E.; il est donc impossible qu'il y ait une série normale; il doit y avoir une fracture longitudinale, au fond de la vallée, une dislocation, qui à fait affaisser le côté S.W. de la gorge, et qui a, sans aucun doûte, une assez grande extension.

De Mixtequilla (point où le Río Tehuantepec sort de gorge), en allant vers le Nord, il y a, à l'Ouest du chemin de fer, une série d'autres montagnes, formées du même calcaire marmorisé et, généralement, sans fossiles. Leur direction est constante; mais l'inclinaison change un peu, et, souvent, il est difficile d'observer leur stratification. Près de Tlacotepec, les montagnes paraissent former un anticlinal, à crête coupée; au milieu de ce plateau, s'est creusé une vallée, dans laquelle des quartzites apparaissent comme base des calcaires, Au Nord de ces chaînes calcaires, qui se terminent au Cerro de Laollaga (1,243m.), nous trouvons du microgranit, recouvert, par places, par des argiles et des grès, du Crétacé inférieur. Près de Chihuatán, il y a une colline composée de felsite. Nous avons déjà fait observer que, à l'Est du chemin de fer, les conditions sont absolument différentes: Les montagnes calcaires manquent, et il n'y a que des roches intrusives anciennes, et des gneiss; ainsi voyons-nous, le microgranit continuer à s'étendre des collines de Laollaga, vers l'Est, formant une large ondulation, traversant le chemin de fer, près du kil. 306, et s'élevant, enfin, pour former le Cerro de Dani-Guiati. Au milieu de cette masse microgranitique, on rencontre, sur le chemin de Tlacotepec à San Jerónimo, un petit affleurement de porphyre quartzifère sous forme felsitique. Nous avons déjà dit que, dans le Río de San Jerónimo, émergent aussi les roches anciennes.

Le basalte, cité par Spencer, n'existe pas, dans cette localité.

Nous sommes arrivés au pied de la Sierra qui, dans la partie orientale de l'Isthme seulement, se sépare, d'une manière marquée, de la plaine de la côte. A l'Ouest, elle est reliée par les hauteurs de Laollaga avec les montagnes de Tlacotepec et de Salina Cruz, de sorte que, là, la plaine de la côte manque absolument.

Le pied de la Sierra forme, près de Río Verde (la station actuelle du chemin de fer), une éminence, composée de gneiss et de schistes d'ouralite, dont la direction varie entre N. 80° W. et N. 55° W., avec un plongement, qui est, en général, légèrement vers le S.W. Près du kilomètre 247, on trouve un calcaire gris-bleu, bréchoïde et presque marmorisé. Entre le gneiss et le calcaire, existe une fracture; le calcaire est, probablement, crétacé, mais tellement métamorphise qu'on n'y rencontre déjà plus de fossiles. La direction du calcaire est N. 60° W., avec plongement de 25-30° vers le S.W. Sous le calcaire, il y a des bancs de psammite, et sous ceux-ci des phyllites glandulaires, dont la direction est N. 55° W., et le plongement 25° S.W. Des phyllites de même nature, des gneiss et des schistes cristallins forment la partie basse des montagnes, à l'Est du Chemin de fer, c'est à dire la base de la Sierra dont le pic le plus élevé est connu sous le nom de Cerro Masáhui.

Pendant que ces roches disparaissent presque vers l'Est, leur zone s'élargit vers l'Ouest. Cela produit une fracture, qui met en contact avec ces argiles une masse de calcaire d'un blanc-gris-bleuâtre, métamorphisé en marbre. Ces calcaires, sans fossiles, mais appartenant, probablement, au Crétacé, ont une direction N. 60° W., mais forment un plissement. Sur la cime du Cerro Prie-

to, les calcaires ont un plongement de 25-30° S.W.; mais, plus au S.W., ils se plissent et deviennent presque verticaux. Nous rencontrons ces mêmes calcaires, plus à l'Est, dans le Cerro Masáhui, avec inclinaison vers le Sud Ouest. A l'Est du Cerro Prieto, disparaît, dans les bas fonds, la partie peu inclinée du calcaire, pour reparaître dans les Cerros de Guacamaya et d'Almoloya. Sous les calcaires, se trouvent des gneiss de séricite, des phyllites gneissiques, du gneiss de muscovite, dans lesquels la direction change énormément. La direction générale est N. 30-60° W., et le plongement S.W. Plus haut, le plongement change et est N.E. Naturellement, il y a aussi une quantité de plissements, plus petits, qui rendent difficile l'appréciation de la situation générale. Près de Chivela, suivent des gneiss, des schistes cristallins, des phyllites etc., qui constituent les plaines de Chivela et le fond de la vallée de Petapa. La direction prédominante est N. 30-40° W.; le plongement va, d'abord, vers la N.; puis, plus au Nord, vers le S. Nous trouvons, naturellement, aussi, des directions très-différentes,—N. 25° E. N.N.S., par exemple,— comme l'on doit s'y attendre, dans des schistes fortement plissés.

Entre Petapa et Tarifa, s'étend une petite chaîne calcaire, qui traverse le chemin de fer, au col de Niza Conejos. Il existe, probablement, une dislocation entre ces calcaires et les schistes qui s'étendent au Sud, car les deux séries ont le même plongement, et les schistes se trouvent dans le prolongement des calcaires et sous le même angle.

Les calcaires de Niza Conejos-Petapa reposent sur des grès rougeâtres et des schistes argileux, intercalés de calcaires ardoisiers. La direction générale tant des calcaires que des schistes etc. est d'abord, N. 55-60° W., avec

un plongement vers le S.W.; plus loin la direction change et passe à l'E.-W., avec le plongement vers le N. Ces grès et ces schistes constituent toute la plaine de Rincón Antonio. De Rincón Antonio à Mogoñé, s'étend une zone composée, presque exclusivement, de grès rougeâtres et verts, avec des schistes argileux jaunes et noirs, qui appartiennent, peut-être, à la série du Crétacé inférieur. Cette série est plissée en grand replis; elle forme une douzaine d'anticlinaux et de synclinaux que l'on observe, presque parfaitement, dans le Cañón de Malatengo, par lequel passe le chemin de fer, pour descendre à Mogoñé. Près de la rivière, nous remarquons des calcaires ardoisiers noirs, dont le plongement général est S.W. Des couches semblables sont très-fréquentes, dans la série du Crétacé inférieur du Mexique,—particulièrement dans Chiapas. Les grès et les schistes continuent, dans la plaine de Sarabia, où ils sont peu à découvert. Plus en avant entre Sarabia et Paso del Buque, suivent des sables et des conglomérats modernes, probablement d'origine lacustre; de sorte que l'on ne peut reconnaître la tectonique des couches plus anciennes. Près de Paso del Buque, apparaissent, de nouveau, des roches du Crétacé inférieur, sous forme de marnes, en bancs peu épais, et de schistes marneux (direct. N. 80° W., plongement 25-40° N.). Plus loin, au dessus, se rencontre une masse énorme de calcaires grisbleu, en gros bancs (direct. N. 80° W. plongement 40°N.). à Nérinées, Rudistes (rares) et contenant de nombreux radioles d'oursins. La présence des Rudistes nous apprend que les calcaires appartiennent au Crétacé. C'est la première fois que l'on à trouvé des fossiles dans les calcaires crétacés de l'Isthme.

La zone des calcaires a une largeur de 2 kilomètres,

environ; mais, en plusieurs endroits, on rencontre les calcaires recouverts par des conglomérats et des grès modernes.

A partir d'ici (kil. 162), s'étendent des grès et des conglomerats modernes, qui sont, peut-être, déjà des formations marines très-modernes,—peut-être, même quaternaires.—Ils sont faiblement ondulés; mais, souvent, il est impossible d'observer leur direction, parce que les couches sont presque horizontales. En fait de fossiles, je n'y ai trouvé que des restes de plantes. Les conglomérats se composent principalement de quartz, de fragments de gneiss etc. Les grès reposent sur des schistes marneux, de couleur gris-bleuâtre, qui, d'après leurs fossiles, appartiennent au Miocène supérieur marin. Ces schistes forment la base de toute la plaine de l'Atlantique: mais ils sont couverts, en beaucoup d'endroits, de sables et de conglomérats. Le dernier affleurement de ces schistes apparaît près de Chinameca. Ces couches doivent avoir une puissance respectable, des perforaisons de 400 m. de profondeur, practiquées près de Jáltipan n'en ayant pas traversé toute l'épaisseur. Les schistes sont plissés en synclinaux et anticlinaux en pente douce. Au kilomètre 136, semble exister un anticlinal; Sta. Lucrecia paraît être au fond d'un synclinal; puis, vient un énorme anticlinal, qui s'étend de Sta. Lucrecia à Chinameca. Sa crête est près du kil. 70; le plongement des flancs est de 15-20°, et la direct. N. 80° W.

Récapitulons, maintenant, ce que nous avons dit de la stratigraphie, et de la tectonique de l'Isthme:

Seule, la plaine du Pacifique se compose essentiellement de roches archaïques. La Sierra est constituée principalement par du Crétacé et des roches archaïques; le tertiaire marin y manque. La plaine du versant de

l'Atlantique est formée de Miocène supérieur, de Pliocène, de Quaternaire et de dépôts récents.

La tectonique est des plus simples: du côté du Pacifique, nous ne recontrons de lignes tectoniques importantes que vers l'Ouest, région qui n'appartient déjà plus à l'Isthme. La Sierra forme un anticlinal, de 80 kil. de large. La côte de l'Atlantique présente quelques synclinaux et quelques anticlinaux, à pentes douces.

Cette structure trouve son explication dans le fait que l'Isthme forme la limite entre deux chaînes d'âges différents. La partie archaïque des plaines du Pacifique appartient, sans aucun doûte, à l'Amérique Centrale et est l'extrémité de la chaîne centroamericaine. Une ligne allant de Salina Cruz à Chihuitán indique, à peu près le commencement de la chaîne mexicaine, qui est beaucoup plus ancienne que les montagnes de l'Amérique Centrale.

La chaîne de l'Isthme est le résultat du soulèvement crétaceo-éocénique, c'est à dire qu'elle est un éperon de la montagne mexicaine,—comme le prouve l'absence absolue du Tertiaire marin dans cette chaîne.

Enfin, les ondulations de la côte de l'Atlantique, formées de larges plis du Tertiaire moderne, sont le résultat du soulèvement et du plissement pliocénique-quaternaire et les dernières convulsions de la force qui à construit le pont entre les deux continents americains.

L'EXCURSION DANS L'ISTHME.

Nous commencerons par une excursion, de Sta. Lucrecia à Coatzacoalcos; reviendrons, de nuit, à Sta. Lucrecia; puis, continuerons, le jour suivant, par une tournée, de Sta. Lucrecia à Rincón Antonio; et finirons par

un voyage, d'un jour, de Rincón Antonio à Salina Cruz.

A Sta. Lucrecia (kil. 127,[1] alt. 30 m.), nous voyons, des deux côtés de la station, les affleurements du Miocène supérieur; il y a peu de fossiles, j'y ai trouvé.

Limopsis Aguilari, Böse.

Après avoir traversé les collines, peu élevées, de Sta. Lucrecia, nous descendons dans une dépression peu marquée, d'où nous sortons pour arriver, près du kil. 124, à une autre hauteur, où nous trouvons les espèces suivantes:

Dentalium rimosum, Böse.
Pleurotoma cfr. ostrearum, Dall.
Pleurotoma sp.
,, cfr. cedonulli, Rve.
,, cfr. Henikeri, Sby.
Drillia sp.
Cancellaria sp.
Scaphella dubia, Brod.
Dalium Dalli, Böse.
Trophon sp.
Mitra striatula, Lam.
Natica canrena, L.
Sigaretus mexicanus, Böse.
Oliva subplicata, Böse.
Pinna sp.
Ostrea sp.
Astarte opulentora, Dall.
Propeamussium pourtalesianum, Dall.

Cette faune appartient au Miocène supérieur, ainsi que l'à déjà signalé Dall. Les sables qui la couvrent

1 Les distances killométriques se comptent, à partir de Coatzacoalcos.

appartiennent, bien certainement, au Pliocène; mais la région se prête peu à la découverte de fossiles. Au delà du kil. 124, nous passons par une régions presque plane, dont le fond est formé de marnes du Miocène supérieur, ainsi que j'ai pu m'en assurer, en 1904, qu'and on a fait les fouilles pour les fondations des ponts. Dans les environs de Tortugas (kil. 106, alt. 44 m.), nous voyons, par places, des masses de sable recouvrir les marnes. Le ruisseau, près de Tortugas, met bien ces marnes à nu, mais je n'y ai pas rencontré de fossiles. Un peu plus loin, au kil. 104, existe une tranchée, mais elle est, actuellement, couverte de végétation. Je n'y ai guère trouvé que des fragments de fossiles,—entre autres un Fusus sp. Spencer, non plus, ne cite aucun fossile déterminable, originaire de ce point. Plus loin, nous ne trouvons plus que des sables et terre arable, jusqu'à Medias Aguas (kilomètre 97, alt. 32 m.). Après avoir passé cette station, nous voyons, des deux côtés du chemin de fer, des montagnes assez abruptes, composées de calcaire, que je considère comme un calcaire crétacé,—bien qu'on n'y ait trouvé, jusqu'à présent, aucun reste fossile indiscutable de Rudistes,—parce que, dans le Tertiaire, nous ne connaissons pas de calcaire de ce type. En outre, elles ont toute l'apparence d'un récif plus ancien que le tertiaire des environs; elles sont divisées en blocs, tout au moins au dehors. L'intérieur de ces montagnes est sillonné de fentes remplies, en partie, de spathe calcaire, et de stalactites. Dans les fissures de ces calcaires, on trouve aussi une petite quantité de pétrole et de soufre. Les calcaires, eux mêmes, sont fréquemment imprégnés d'asphalte ou de bitume. L'existence du soufre s'explique facilement par la présence d'eaux sulfureuses, dans les environs. Quand ces eaux traversèrent les calcaires, l'acide sulphy-

drique fut réduit et laissa un dépôt de soufre natif. Dans le calcaire, on ne peut voir de stratification bien définie.

Entre Medias Aguas et El Juile (kil. 87, alt. 40 m.), on n'aperçoit pas d'affleurement du Tertiaire, le terrain étant couvert d'une végétation exubérante. C'est aussi ce qui se passe dans la première partie du chemin, au delà d'El Juile; plus loin, nous rencontrons surtout des sables et du gravier, jusqu'à Almagres (kil. 76, alt. 48 mètres).

Mais on ne les trouve que sur la ligne du chemin de fer; vers l'Ouest, du côté de Sayula, on observe les schistes du Miocène supérieur. Près d'Almagres, au kil. 70, il y a une autre tranchée, dans les schistes, où l'on a trouvé les fossiles suivants:

Sabella.
Dentalium cfr. megathyris. Dall. (?Dent. rimosum, Böse).
Conus cfr. leoninus.
Pleurotoma albida, Perry.
„ cfr. ostrearum, Stearns.
„ sp.
Drillia sp.
Scaphella dubia, Brod.
Marginella cfr. cineracea, Dall.
„ cfr. succinea, Conr.
Olivella mutica, Say.
Niso interrupta, Say.
Scala retifera, Dall.
Phalium globosum, Dall.
Daphnella sp.
Glyphostoma Gabbi, Dall.

Metulella fusiformis, Gabb.
Fusus sp.
Murex sp.
Trophon cfr. triangulatus, Cpr.
,, sp.
Phos sp.
Mitra cfr. fulgurita, Rve.
Cancellaria cfr. modesta, Dall.
,, centrota, Dall.
Natica cfr. canrena, L.
Solarium sp.
Xenophora caribbaea, Petit.
Pecten cfr. glyptus, Verr.
Amussium lyoni, Gabb.
Pinna sp.
Loripes sp.
Astarte opulentora, Dall.
Arca Spenceri, Dall.
Leda acuta, Conr.

C'est près de là que doit se trouver le sommet de l'anticlinal, car d'ici à la mer, les couches sont seulement inclinées vers le Nord. Les affleurements se terminent au kil. 69. Vient, ensuite, la station d'Ojapa (kil. 60, alt. 32 m.) ; et nous passons toujours sur des sables pliocènes jusqu'à Jaltipan (kil. 42, alt. 40 m.). Près de cette station, à Potrerillas, on a fait des recherches, pour trouver du pétrole,—dont on a des indices, depuis longtemps. —on a creusé, en plusieurs endroits, et le pétrole a été trouvé, en petites quantités et à une profondeur de 170 m. Ces travaux sont intéressants au point de vue géologique, parcequ'ils prouvent que le Miocène supérieur est assez puissant: on l'a suivi, jusqu'à une profondeur de

350 à 400 m.; il était accompagné, dans certains puits de fragments de fossiles. A Jaltipan, existe une colline abrupte, le Cerro de la Malinche, formé de sable et de conglomérats; ce sont, sans doûte, les restes d'une colline, qui a été détruite par érosion et par le travail de l'homme. Il y a encore d'autres éminences semblables, dans les environs. Ces sables et ces conglomérats,—peut-être pliocènes,—continuent, de Jaltipan à la station de Chinameca (kil 37). Un peu plus loin,—au kil. 35,—nous voyons émerger, pour la dernière fois, les schistes du Miocène supérieur, aujourd'hui complètement recouvert de végétation, et décomposés par l'action des pluies, de sorte que l'on n'y découvre plus de fossiles. Spencer y mentionne les:

Pleurotoma albida, Perry.
Phos sp. (le même qu'au kil. 70).

De là, s'étendent, dans la direction de Coatzacoalcos, du gravier et un sable de couleur bigarrée, bien exposés à la vue, dans une tranchée, au kil. 17,—où l'on se rend compte qu'ils ont un légèr plongement vers le Nord.

Puis, vient un sable moderne, qui provient, probablement, de dunes détruites. C'est tout ce que nous voyons, jusqu'à la côte du Golfe, à Coatzacoalcos, où le Río Coatzacoalcos coule à travers des marécages, souvent envahis par des mangliers, qui produisent, peu à peu, une nouvelle terre ferme.

Nous retournons, pendant la nuit, de Coatzacoalcos à Sta. Lucrecia, et reprenons, le lendemain, notre voyage vers le Sud. Nous traversons le Río Jaltepec, et ne voyons que des alluvions fluviales, jusqu'à Los Muertos, (kil. 131, alt. 35 m.), où existe un dépôt de gravier, qui recouvre les marnes du Miocène supérieur. Aux ponts et

dans les ruisseaux, jusqu'à Cárdenas, apparaissent quelques affleurements du Miocène; mais, en général, on ne voit, à la surface, que des conglomérats, des sables et de la terre de décomposition. Au kil. 136, existe une coupure, pratiquée dans les marnes du Miocène; mais les fossiles n'y sont pas très-abondants.

J'y ai trouvés des:

Limopsis Aguilari, Böse.
Dentalium rimosum, Böse.
Natica canrena, L.
„ (Lunatia) sulcatula, Böse.
„ heros, Say.
Pleurotoma veracruzana, Böse.
„ Angermanni, Böse.
„ zapoteca, Böse.
„ Scaliae, Böse.
Dalium Dalli, Böse.
Trophon (?) isthmicus, Böse.

et des reste de plantes.

Au delà, au kil. 138, nous passons des affleurements de conglomérats, plus modernes que le Miocène supérieur; de loin en loin, il y a encore quelques apparitions de ce dernier, mais déjà presque entièrement recouverts de sables et de conglomérats. Près d'Ubero (kil. 144), il y a de plus grandes sections; en haut, sont principalement, des restes de conglomérats modernes, et, plus bas des sables, de couleurs grise et jaune, déjà presque cimentés et transformés en grès. Ce grès est traversé par des bandes d'un conglomérat, formé, principalement, de cailloux de quartz et de fragments de gneiss. Au dessous des sables, on rencontre, souvent, des grès argileux, avec des em-

preintes de plantes et des couches minces de lignite (kil. 144, et près du kil. 146). Dans les sables solidifiés j'ai aussi trouvé des feuilles. En quelques endroits, sous les grès argileux, se retrouvent les conglomérats. Au kil. 146, il y a encore un petit affleurement du Miocène, sous les grès argileux. Tous ces dépôts sont légèrement voûtés et appartiennent, probablement, aussi au Pliocène.

Les dépôts sableux continuent jusqu'à Tolosa (kil. 156), et même au delà. Nous traversons le Río de Jumuapa, près de Tolosa Vieja, et marchons à travers les sables, etc., jusqu'au kil. 162. Ici, commencent, sur le bord de la ligne du chemin de fer, des calcaires crétacés, recouverts, parfois par les sables et les conglomérats. Près de Paso de Buques (kil. 165), nous trouvons, dans les calcaires, des radioles d'oursins, en abondance, et quelques Rudistes et Nérinées. Au dessus des calcaires mésocrétacés, on voit les argiles du Crétacé inférieur. Puis, recommencent sables et conglomérats, jusqu'à Palomares (kil. 166, alt. 88 m.). Au delà de Palomares, nous sommes encore dans les conglomérats et les grès. Nous traversons le Río Sarabia et nous trouvons des grès, d'un vert grisâtre, appartenant au Crétacé inférieur (kil. 174-175). Les hauteurs, à l'Est et à l'Ouest du chemin de fer, se composent de la même roche. Avant d'arriver à la station de Sarabia (kil. 177), recommencent les sables modernes, qui, ici, sont, probablement, un dépôt d'un aucien lac. Puis, aux kil. 185-186, de nouveau, les grès du Crétacé inférieur, qui forment une petite chaîne de collines; ces couches disparaissent, plus loin, sous les alluvions de Mogoñé (kil. 187, alt. 92 m.). De Mogoñé au Río Malatengo, continuent les alluvions; puis, réapparaissent des argiles et des grès du Crétacé inférieur. La série commence par des schistes argileux noirs (direct. N. 75° W., plongem.

30° S.W.) ; suivent des schistes argileux jaunes (direct. N. 55° W., plongem. 50° S.W.) ; ensuite, entre les kil. 189 et 190, des calcaires ardoisiers noirs (direct. N. 40° E., plongem. 80° N.W.) ; et des schistes gris (direct. N. 80° W., plongem. 80° N.) à peu de distance, nous trouvons des conglomérats modernes (kil. 190-191) ; mais, de suite, reparaissent les schistes argileux, qui alternent avec des grès rougeâtres et verts. L'inclinaison change fréquemment, et je vais indiquer ces changements, d'après les principales observations que j'ai faites:

Kil. 191-192: direct. E.-W. plongem. vertical, 80° S. et 80° N.;

Kil. 192-193; direct. N. 55° W., plongem. vertical, 70° N.E.; direct. N. 75° W., plongem. 70° S.W.; direct. E.-W., plongem. 70° N.; direct. 40° S. plongem. 45° S.;

Kil. 193-195: direct. E.-W., plongem. 40° N.; direct. N. 40° W., plongem. 20° N., 20° S., 20° N.; direct. N. 80° E., plongem. 20° S.; direct. E.-W., plongem. 20° N., 35° N.

Kil. 195-196; direct. N. 110° E., plongem. 45° N.N.E.; direct. E.-W., plongem. 30° S.; direct. N. 70° E., plongem. 20° S.S.W.;

Kil. 196-197; direct. E.-W., plongem. 15° S.; direct. N. 30° E., plongem. 20° S.E.; direct. N. 65° E., plongem. 20° S.E.; direct. N. 40° E., plongem. 10° S.E.;

Kil. 197-198: direct. N. 30° W., plongem. 25° N.E.; direct. N. 50° E., plongem. 25° S.E.;

Kil. 198-199: direct N. 20° W., plongem. 30° N.E.; direct. N. 40° E., plongem. 35° S.E.; direct. N. 30° W., plongem. 50° N.E.; direct. N.S., plongem. 60° E.; direct. N. 65° E., plongem. 70° S.E., 40° S.E.;

Kil. 199-200: direct. E.-W., plongem. 12° N.; direct. N. 80° W., plongem. vertical, 60° N., 65° S., 80° N., 65° N.; direct. N. 105° W., plongem. 70° N.; direct. N. 55° W. forte-

ment plissé. Dans tout ce parcours, il y a un changement considérable de plongement. La roche est, surtout, un grès rougeâtre et vert, avec intercalation de schistes. Souvent, on observe, à côté de la stratification, un ardoisement transversal, qui, joint à la présence de crevasses, rend, fréquemment, difficile la détermination du plongement et de la direction.

Entre les kil. 201 et 202, nous remarquons des schistes et des grès gris, et des schistes argileux, rouges et violets; leur direction est N. 62° W., et leur plongement 70° N. E. Entre les kil. 202 et 203, nous voyons des grès, d'un violet allant, parfois, jusqu'au rougeâtre qui sont plus ou moins, ardoisés et incomplètement mis à nu. Sur eux reposent des conglomérats et des grès modernes; ceux ci et de la vase s'étendent jusqu'à Rincón Antonio (kil. 204, alt. 175 m.).

De Rincón Antonio, la vue s'étend sur une plaine ondulée. A l'Ouest seulement, s'élèvent des montagnes de quelque importance, qui indiquent que, là, commence la Sierra d'Oaxaca. Au Sud, nous apercevons aussi une petite Sierra, que nous traverserons, plus tard, sur la ligne du chemin de fer, près de Niza Conejos. A l'Est, la vue s'étend aussi sur des plaines et des collines semblables à celles de Rincón Antonio. Une grande partie de ces plaines a été formée, probablement, par des dépôts lacustres. A Rincón Antonio, toute la plaine est couverte de conglomérats, de sables et de marnes, en couches horizontales, qui ont pris naissance, sans aucun doûte, dans un lac. Par dessous ces dépôts, se trouvent les grès et les schites du Crétacé inférieur, qui se voient bien, sur les bords du bassin. Sur la ligne du chemin de fer, aussi, nous observerons l'existence de ces couches.

Au sortir de Rincón Antonio, nous voyons, dans les

tranchées, des couches horizontales de conglomérats et de sables. Ce sont, comme nous l'avons déjà dit, les restes des dépôts d'un lac. Plus loin, entre les kil. 208 et 209, nous rencontrons des schistes argileux et des grès, qui contiennent des filons de quartz. Les schistes varient du jaune au gris; les grès sont blancs, verts et rougeâtres. Du kil. 212 au kil. 213, commencent à prédominer les schistes; du 213 au 214, s'y intercalatent des calcaires lamellaires; les grès sont rougeâtres et recouverts par des schistes, qui sont, eux-mêmes, recouverts par des calcaires durs. Dans la série des schistes et des grès, on observe un changement de direction et de plongement. Près du kil. 204, la direction est. E.-W., avec un plongement 40-50° N. Entre les kil. 211 et 212, la direction passe à N. 55° W., et le plongement à 20-50° S.W. Les calcaires qui s'étendent sur les schistes ont pour direction N. 65° W., et pour plongement 30° S.W. Ils forment la petite Sierra que j'ai déjà mentionnée et que nous traversons, à Niza Conejos. Ce calcaire est de couleur gris bleuâtre, en partie stratifié en gros bancs, en partie en lames ardoisiformes ou rubanées, et contient des rognons de silex. Je n'y ai pas trouvé de fossiles. La direction et le plongement du calcaire changent, parcequ'il est brisé et divisé en une masse de petits blocs. On y observe: Direct. N. 80° W., plongem. 25-45° S.; direct. N. 30° W., plongem. 10-60° W.S.W.

La nouvelle ligne du chemin de fer coupe ces calcaires. à sa descente dans le bassin d'Almoloya. Un peu avant d'arriver au réservoir d'alimentation de la station, commencent, des schistes argileux, avec des calcaires ardoisiers intercalés (direct. N. 50° W., plongem. 30° S.W.; direct. 30° W., plongem. différent, vers le S.W.), Leur limite n'est pas bien visible. Plus loin, nous voyons des

phyllites, des gneiss, des quartzites, des schistes cristallins; ceux-ci se prolongent jusqu'à Chivela (kil. 233, alt. 244 m.), où nous retrouvons le bassin d'un ancien lac.

D'ici, nous descendons, au milieu d'un paysage pittoresque, vers les plaines de la côte du Pacifique. Voici encore des gneiss et des phyllites, dont la direction change fréquemment. Nous avions, jusqu'au kil. 226, en général, un plongement vers le S.; il a changé ensuite, et vise continuellement le N., bien que la direction oscille. La région entre Niza Conejos et Chivela forme donc un synclinal. La direction de ces couches varie de E.-W. à N.-S., c'est à dire que, tandis que, dans la partie septentrionale de l'Isthme, la direction se rapproche, plus ou moins, de E.-W., nous la voyons, ici, tourner et suivre une ligne moyenne N. 30° W., qui coïncide aussi avec la direction des Sierras. Au kil. 238, le plongement change encore; au kil. 239, les phyllites, quartzites, gneiss, qui composent cette série, sont recouvert par des calcaires marmorisés (direct. N. 60° W., plongement vertical). En face, s'élève le Cerro Prieto, revêtu des mêmes calcaires, mais avec un plongement différent,—comme l'indique la coupe géologique ci-jointe. Sur la ligne du chemin de fer, les couches, moins inclinées, sont déjà détruites. Le calcaire varie du blanc au gris bleuâtre et est presque entièrement transforme en marbre; on ne trouve pas, ici, de fossiles.

Reviénnent gneiss et phyllites, avec une direction très-variable: kil. 241-242: direct. N. 30° W., plongement 35° W.S.W.; kil. 242; direct. N.S., plongem. vers le W.; kil. 243-244: direct. N. 40° E., plongem. 35° S.E., et direct. N.-S., plongem. vers le W.

Entre les kil. 244-246, nous entrons dans la vallée du

Río Guichilona, où les couches ne sont pas couvertes; mais, sur les pentes, on voit qu tiennent toujours à la même série. Près d phyllites sont recouvertes par des psam les psammites par des calcaires marmorisés ceux de Niza Conejos (direct N. 55° W., pl S.W.).

Du kil. 246 au kil. 247, nous voyons clai tion des grès et des calcaires. En face de l'autre côté du chemin de fer, sur le R existe une source thermale (45° c.), qui l'acide sulfhydrique. Cette source surgit res qui s'étendent au dessus des grès et de

Au kil. 247, une faille coupe les calcaire paraître; viennent ensuite, des gneiss d'ouralite, qui constituent la totalité de l ne de collines. Au kil. 248, nous arriv de la Côte du Pacifique. Nous passons la Verde (kil. 249), et traversons la plain sables et d'alluvions. Dans les environs rencontre une hauteur, mais on ne peut roches elle est formée. A peu de distance trouvons, sur la voie, du microgranit Nous traversons le Río S. Jerónimo, station du même nom (kil. 261, alt. 56 m

Dans le lit de la rivière, juste au d existe une roche, d'un vert obscur, fissu et si dense que, sans le microscope, o naître ses éléments constitutifs; c'est les composants sont les mêmes que c quartzifère. Plus haut, vers le village nous observons du granit à muscovite, e sans que l'on puisse bien distinguer la li

la brèche. Granit et microgranit constituent aussi le sol du village de S. Jerónimo. A peu de distance, au S.E., de la station, nous remarquons une montagne, le Dani-Guiati. Elle se compose aussi de microgranit et de granit de biotite; c'est, probablement, cette roche qui sert de base à une grande partie de la région, sous une légère couverture d'alluvions.

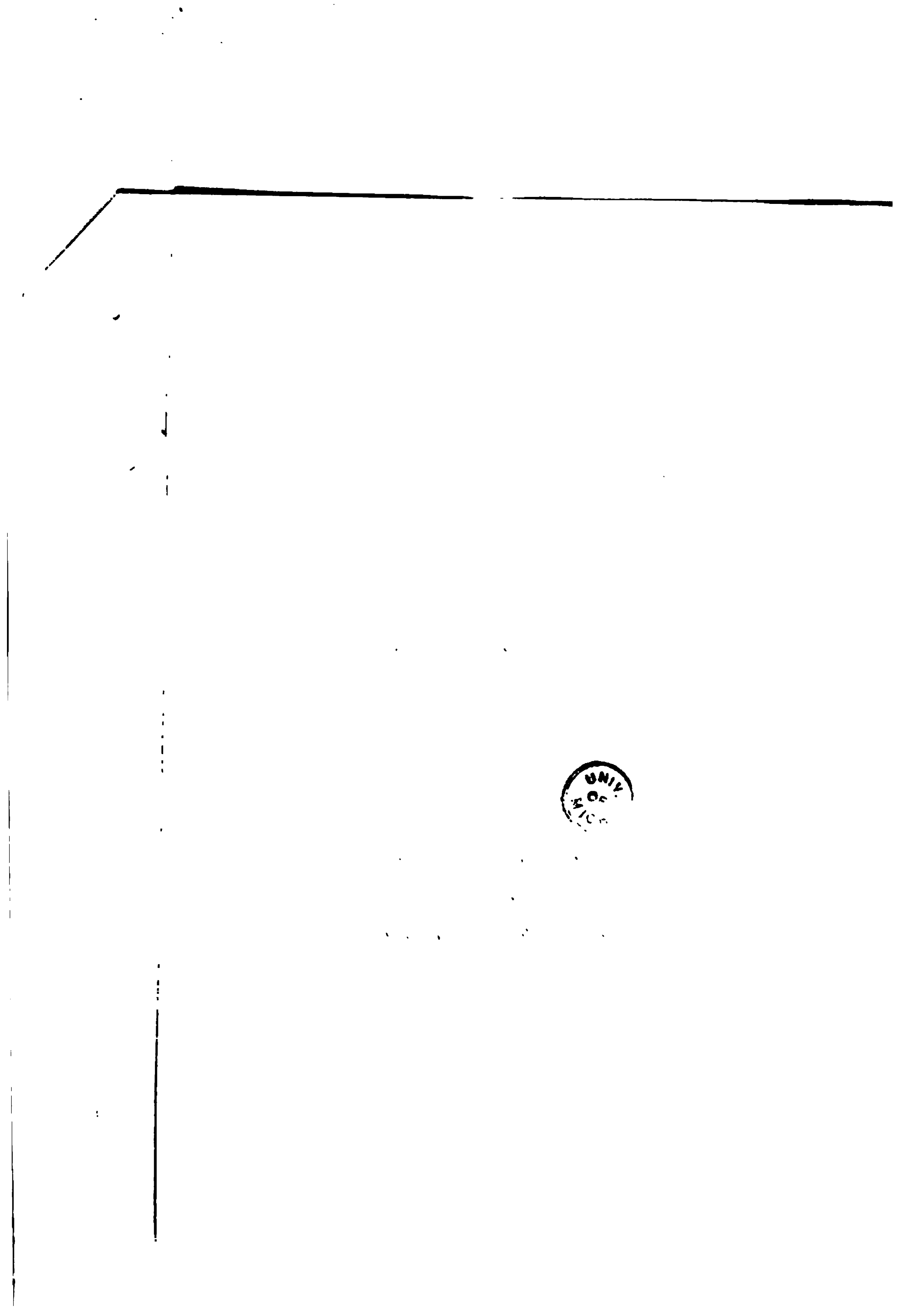
Au sortir de S. Jerónimo, nous traversons, au kil. 264, une zone, peu étendue, de microganit; elle forme une légère ondulation, qui unit le Dani-Guiati aux collines de Laollaga.

Sur la voie du chemin de fer, on ne rencontre aucun affleurement, jusqu'à Tehuantepec. Mais, à droite (ouest), s'élèvent les chaînes de Laollaga et de Tlacotepec, qui se composent de calcaire (crétacé?), sur une base de gneiss. Elles continuent jusqu'à Mixtequilla, où l'on découvre leur base gneissique. Dans la plaine où passe le chemin de fer, on ne voit plus que sables et terres de décomposition, jusqu'à Tehuantepec (kil. 289, alt. 36 m.). Cette ville est située au milieu de collines, entre lesquelles passe le Río de Tehuantepec; à l'Est de la rivière, est le Dani Guivedchi; à l'Ouest, le Dani Lieza. Le Dani Guivedchi se compose de gneiss. On retrouve cette roche jusque dans les rues de la ville, jusqu'au pont sur lequel le chemin de fer traverse la rivière; puis, de l'autre côté de celle-ci, dans les rues d'un faubourg de Tehuantepec, nommé Sta. María. De ce point au Dani Lieza, nous remarquons, dans le gneiss, des intercalations de felsite,—mais le gneiss pyroxénique prédomine. Le Cerro Dani Lieza est séparé des hauteurs de Sta. María par une dépression. Dans la montagne, on exploite de grandes carrières, pour la construction du port de Salina Cruz; elles sont dans la felsite. Mais, au pied de la

montagne, on rencontre, de nouveau, le gneiss (augengneiss), avec de la felsite intercalée, en certains endroits. De Sta. María et de Tehuantepec, on voit s'élever, du fond de la vallée, la masse énorme du Quie-Ngola, composée de calcaires (crétacés?). La coupure, au N.W., dans laquelle passe le Río de Tehuantepec, a été produite par une dislocation, qui a mis à nu le gneiss, dans le fond de la vallée.

De Tehuantepec, le chemin de fer nous emporte sur une plaine composée de sables. A droite, sont des chaînes composées de roches archaïques; à gauche, se dressent les montagnes de Huilotepec, composées de brèches de porphyres quartzifères.

Près du kil. 306, nous entrons dans la petite chaîne de Salina Cruz, dont le point culminant est le Xunirahui. Elle se compose, principalemente, de microgranit; mais on y trouve, aussi, du granit,—dans le village, lui-même, à l'Est. A la sortie du défilé, la baie de Salina Cruz, encerrée, de toutes parts, entre des montagnes granitiques, s'étend sous nos yeux. A l'Ouest, des carrières importantes nous laissent voir le microgranit.


UNIV.
OF